



**Lithostratigraphie, microfacies et analyse de la matière organique des formations géologiques ( Kimméridgien à Berriasien ) du Jura méridional. Région de Seyssel : Ain et Haute Savoie.**

Nahrowi Tejo Yuwono

► **To cite this version:**

Nahrowi Tejo Yuwono. Lithostratigraphie, microfacies et analyse de la matière organique des formations géologiques ( Kimméridgien à Berriasien ) du Jura méridional. Région de Seyssel : Ain et Haute Savoie.. Minéralogie. Université de Savoie, 1987. Français. NNT : . tel-00634409

**HAL Id: tel-00634409**

**<https://theses.hal.science/tel-00634409>**

Submitted on 21 Oct 2011

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Nahrowi TEJO YUWONO

LITHOSTRATIGRAPHIE, MICROFACIES ET ANALYSE DE LA MATIERE  
ORGANIQUE DES FORMATIONS GEOLOGIQUES (KIMMERIDGIEN A  
BERRIASIEN) DU JURA MERIDIONAL. REGION DE SEYSSSEL, AIN ET  
HAUTE-SAVOIE

par

Nahrowi TEJO YUWONO

Thèse soutenue le Mardi 22 décembre 1987  
à l'Université de Savoie à Chambéry devant le jury composé de :

MM. GUILLOT Pierre-Louis	Professeur	Université de Savoie
PERRIAUX Jacques	Professeur	USTM Grenoble
RAMPNOUX Jean-Paul	Professeur	Université de Savoie
TRICHET Jean	Professeur	Université d'Orléans



## RESUME

Les formations, de plate-forme carbonatée, d'âge Kiméridgien à Berriasien affleurent, de part et d'autre du synclinal molassique de Seysel emprunté par la vallée du Rhône, dans les anticlinaux du Gros Foug, à l'Est et du Grand Colombier, à l'Ouest.

Dans ces deux structures des coupes détaillées permettent de séparer les différentes formations et d'analyser les variations latérales de faciès. Les études lithostratigraphiques et pétrographiques associées amènent à distinguer, de bas en haut :

- la formation des couches à Céphalopodes (Kimméridgien inférieur) et la formation des calcaires de Tabalcon (base du Kimméridgien supérieur). Ces formations sont faites de calcaires mudstones micritiques alternant avec des lits de marnes vers la base et correspondent à des dépôts subtidaux face à la mer ouverte ;

- la formation des "calcaires construits de la Haute-Chaine" (Kimméridgien supérieur) faite de calcaires boundstones biohermaux coralliens, se développe à l'Est. Il s'agit d'une véritable barrière récifale séparant la plate-forme de la mer ouverte.

En position interne, à l'Ouest donc, cette formation passe à la formation des "calcaires en plaquettes". Elles s'est déposée dans un lagon intertidal calme, à ambiance réductrice et dans la région même de la mine d'Orbagnoux, la sédimentation est celle des calcaires véritables lemnitiques bitumineux ;

- la formation des calcaires de Landaize (sommet du Kimméridgien supérieur). Il s'agit de calcaires à texture sablo-graveleux de mer agitée surmergeant surtout le bordure externe de la plate-forme recouvrant à l'Est et au Sud la barrière récifale ;

- la formation des Tidalites de Vouglans (Portlandien) recouvre progressivement la paléogéographie contrastée précédente avec le dépôt des calcaires à grains fins souvent dolomitisés, de faciès supra-tidaux à intratidaux marqués par des structures sédimentaires d'émersion et également par la présence de petits cailloux noirs de composition organo-minérale témoin de quelques événements anoxyques.

- Les Assises pürbeckiennes (Berriasien inférieur) correspondent à des dépôts plus calmes à fossiles laguno-lacustres par passées (Characées) de moins forte énergie mais également à cailloux noirs, structures sédimentaires d'émersion et paléosols. Il s'agit probablement d'un milieu de plate-forme interne de type lagunaire liée à des épisodes temporaires de régressions marquées.

L'étude des microfaciès montre que la diagenèse des roches est précoce liée à la zone de vadosité et à la zone phréatique et que la compaction est faible, liée à une modeste surcharge sédimentaire.

Enfin, l'étude de la matière organique effectuée selon les techniques classiques optiques (lumière réfléchie, lumière fluorescente) et géochimiques (dosage du carbone organique, analyse Rock-Eval, extraction chloroformique et chromatographique) montre que seuls les calcaires en plaquettes bitumineux de la mine d'Orbagnoux sont des roches-mères excellentes. Cette matière organique de type I, ayant une origine algaire à bactérienne, est immature. On observe néanmoins la présence d'hydrocarbures en grande quantité dont une proportion non négligeable d'hydrocarbures saturés et aromatiques issus de composés organiques ayant donc subi une maturation thermique non négligeable. Le problème de leur origine est discuté.

## AVANT-PROPOS

Dans le cadre de la coopération scientifique entre mon pays, l'Indonésie, et la France, je suis venu en France, depuis mai 1983, après environ 8 ans de travail dans le domaine de la géologie du pétrole au PPT MIGAS CEPU. Ce long séjour en France a été financé par la Société TOTAL CFP.

Ce mémoire a été réalisé à l'Université de Savoie à Chambéry, avec l'aide de nombreuses personnes de divers organismes, tant en France, qu'en Indonésie.

Je voudrais exprimer ma reconnaissance à Monsieur Jean-Paul RAMPNOUX, Professeur à l'Université de Savoie, responsable de ce mémoire et qui a bien voulu présider mon jury. C'est sous sa direction que j'ai pu réaliser la cartographie du terrain, la partie stratigraphique et pétrographique de ce mémoire.

Il m'est très agréable de remercier Monsieur Jacques PERRIAUX, Professeur à l'Université Scientifique et Médicale de Grenoble, pour m'avoir accueilli, pendant "l'année spéciale" et le programme de DEA jusqu'à l'aboutissement de cette étude. C'est sous sa direction et grâce à ses remarques judicieuses que j'ai pu passer les deux premières années de mes études à Grenoble. Monsieur PERRIAUX a corrigé et a donné de nombreux conseils précieux sur l'environnement des dépôts et, tout particulièrement, sur la diagenèse des roches carbonatées.

Ma gratitude va également à Monsieur Jean TRICHET, pour m'avoir accueilli dans son laboratoire de l'Université d'Orléans et pour m'avoir initié à l'étude de la matière organique.

Mes remerciements s'adressent également à Monsieur Philippe BERTRAND, pour ses corrections portant sur la pétrologie organique et les nombreuses discussions fructueuses que nous avons eues et à Monsieur Mabrouk MONTACER pour les analyses "Rock-Eval" et d'extraction d'hydrocarbures, ainsi que pour ses conseils et corrections qu'il a effectués sur la partie correspondante du mémoire.

Je remercie vivement TOTAL CFP pour le financement de mes études en France et tout particulièrement Madame Rosine VAUDABLE pour m'avoir facilité l'aide financière exceptionnelle correspondant à mon travail de terrain et à mes stages dans les laboratoires de Bordeaux et d'Orléans.



Je tiens à remercier également Monsieur et Madame BONNEFON pour les corrections linguistiques de ce mémoire ainsi que Madame Simone GINET pour l'excellente frappe.

Je n'oublierai pas, non plus, Monsieur COLAZ, Directeur de la Mine d'Orbagnoux. Grâce à sa permission et son aide j'ai pu réaliser la coupe stratigraphique dans cette mine.

Au PPTM MIGAS de CEPU en Indonésie, mes remerciements très sincères s'adressent à Monsieur Warno HUSODO M.sc, Chef de la "Bina Program Lapangan", qui m'a confié mes études en France et à Monsieur Ir. Sunarto SOSRODIHARJO, Chef d'exploitation, qui a insisté pour que j'acquière une spécialité dans les problèmes de matières organiques liées aux calcaires et qui m'a toujours traité avec beaucoup d'amitié.

Merci enfin à tous ceux qui, par leur compétence ou leur gentillesse, ont contribué à la réalisation de ce mémoire.

A ma femme, Sumarsinah, et mes trois filles, Anik, Induk et Ika, qui ont accepté bien des sacrifices au cours de mon long séjour en France, je leur dédie ce mémoire.

## SOMMAIRE

	<u>Pages</u>
RESUME .....	I
AVANT-PROPOS .....	III
LISTE DES FIGURES .....	1
LISTE DES PHOTOS .....	4
LISTE DES TABLEAUX .....	7
<u>CHAPITRE I</u> : INTRODUCTION .....	9
1. CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOMORPHOLOGIE .....	11
2. LES TRAVAUX ANTERIEURS .....	11
3. GEOLOGIE GENRALE .....	11
3.1. Tectonique .....	11
3.1.1. Les zones préjurassiennes .....	13
3.1.2. Le Jura externe .....	13
3.1.3. Le Jura interne .....	13
3.2. Stratigraphie .....	13
3.2.1. Le Trias .....	16
3.2.2. Le Jurassique .....	16
3.2.3. Le faciès Pürbeckien .....	19
4. OBJECTIFS D'ETUDE .....	19
4.1. Description lithostratigraphique .....	19
4.2. Etude de la matière organique .....	20
<u>CHAPITRE II</u> : LES GRANDES COUPURES DU KIMMERIDGIEN ET DU PORTLANDIEN DU JURA MERIDIONAL .....	21
1. INTRODUCTION .....	21
2. CLASSIFICATION ET NOM DES FORMATIONS DU MALM SUPERIEUR-BASE DU CRETACE INFERIEUR DE LA CHAINE DU JURA.	
2.1. Le Kimméridgien inférieur .....	21
2.2. Le Kimméridgien supérieur .....	23
2.3. Le Portlandien .....	23
2.4. Les Assises pürbeckiennes .....	24
<u>CHAPITRE III</u> : STRATIGRAPHIE DES FORMATIONS JURASSIQUE SUPERIEUR ET CRETACE BASAL DU TERRAIN ETUDIE .....	25
1. LES COUPES STRATIGRAPHIQUES DE L'ANTICLINAL DU GROS FOUG	25



1.1. La coupe du flanc Est de l'anticlinal du Gros Foug	25
1.1.1. Situation géographique	25
1.1.2. Description lithologique de la coupe	25
1.2. La coupe du flanc Ouest de l'anticlinal du Gros Foug	32
1.2.1. Historique et situation géographique	32
1.2.2. Description de la coupe	33
2. CORRELATION STRATIGRAPHIQUE DES FLANCS EST ET OUEST DE L'ANTICLINAL DU GROS FOUG	38
3. LES COUPES STRATIGRAPHIQUES DU FLANC EST DE L'ANTICLINAL DU GRAND COLOMBIER	38
3.1. Esquisse stratigraphique de la mine d'Orbagnoux	38
3.1.1. Situation géographique	38
3.1.2. Description de la coupe	41
3.2. La coupe du chemin de la Dorche	43
3.2.1. Situation géographique	43
3.2.2. Description de la coupe	43
3.3. La coupe de Ginez	47
3.3.1. Situation géographique	47
3.3.2. Description de la coupe	47
3.4. La coupe de Charbonnière-le-Haut	49
3.4.1. Situation géographique	49
3.4.2. Description de la coupe	49
3.5. La coupe de Mieugy-Rhemoz	51
3.5.1. Situation géographique et tectonique	51
3.5.2. Description de la coupe	51
3.6. La coupe de Flamban	53
3.6.1. Situation géographique	53
3.6.2. Description de la coupe	53
3.7. La coupe de Landaize	61
3.7.1. Situation géographique	61
3.7.2. Description de la coupe	61
3.8. La coupe de Vions - Mollard Dessus	63
3.8.1. Situation géographique et morphologique	63
3.8.2. Description de la coupe	63
4. CORRELATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET PASSAGE DU FACIES KIMMERIDGIEN - PORTLANDIEN DU FLANC EST DE L'ANTICLINAL DU GRAND COLOMBIER DE LA MINE D'ORBAGNOUX AU NORD JUSQU'A VIONS - MOLLARD DESSUS AU SUD	66
5. CORRELATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET PASSAGE DU FACIES ENTRE LE FLANC EST DE L'ANTICLINAL DU GRAND COLOMBIER ET LE FLANC OUEST DE L'ANTICLINAL DU GROS FOUG	69

6. CONCLUSIONS DE LA STRATIGRAPHIE	69
CHAPITRE IV : PETROGRAPHIE ET MICROFACIES DES FORMATIONS	71
1. GENERALITES	71
1.1. Rappels pétrographiques sur les roches carbonatées	71
1.2. Les différents microfaciès	71
1.2.1. La famille des roches allochimiques sparitiques	72
1.2.2. La famille des roches allochimiques micritiques	72
1.2.3. La famille des roches orthochimiques	72
1.2.4. Les calcaires biolithiques	73
1.2.5. La famille des calcaires diagénétiques	73
2. LES MICROFACIES DES DIFFERENTES FORMATIONS DU KIMMERIDGIEN, DU PORTLANDIEN ET DU PURBECKIEN	73
2.1. Les microfaciès des couches à Cephalopodes	73
2.1.1. Les micrites à bioclastes	73
2.1.2. Les micrites	74
2.2. Les microfaciès des calcaires de Tabalcon	74
2.3. Les microfaciès des calcaires construits de la Haute-Chaine	74
2.3.1. Les biosparites	74
2.3.2. Les calcaires biolithiques biohermaux	74
2.4. Les microfaciès des "calcaires en plaquettes"	75
2.4.1. La famille des roches allochimiques sparitiques	75
2.4.2. La famille des roches orthochimiques	76
2.4.3. La famille des calcaires biolithiques	77
2.5. Les microfaciès des calcaires de Landaize	77
2.5.1. Les microfaciès des roches allochimiques sparitiques	77
2.5.2. Les microfaciès des roches allochimiques micritiques	80
2.5.3. Les microfaciès des calcaires diagénétiques	82
2.6. Les microfaciès des Tidalites de Vouglans	82
2.6.1. Les microfaciès des roches allochimiques sparitiques	82
2.6.2. Les microfaciès des roches allochimiques micritiques	83
2.6.3. Les microfaciès des roches orthochimiques	85
2.6.4. Les microfaciès des calcaires diagenétiques	85



2.7. Les microfaciès des assises pürbeckiennes .....	87
2.7.1. Les microfaciès des roches allochimiques sparitiques .....	87
2.7.2. Les microfaciès des roches allochimiques micritiques .....	88
2.7.3. Les micrites dolomitisées .....	90
3. CONCLUSIONS SUR LA PETROGRAPHIE ET LES MICROFACIES DES FORMATIONS .....	90
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES de 1 à 30 .....	93
<b>CHAPITRE V : ENVIRONNEMENT DU DEPOT DES CALCAIRES ET SEQUENCES DES MICROFACIES .....</b>	<b>125</b>
1. INTRODUCTION .....	125
2. LES MILIEUX DE DEPOT DES ROCHES CARBONATEES .....	125
3. LES ASPECTS SEDIMENTOLOGIQUES PARTICULIERS DES DEPOTS CARBONATES .....	126
3.1. Les structures d'origine mécanique .....	128
3.2. Les structures d'origine biophysique .....	128
3.3. Les structures d'origine biologique .....	129
4. SEQUENCE STRATIGRAPHIQUE DES SERIES CARBONATEES .....	129
5. LES SEQUENCES ELEMENTAIRES DES FORMATIONS ETUDIEES ....	135
5.1. Les séquences élémentaires des couches à Céphalo- podes .....	135
5.2. Les séquences élémentaires des calcaires de Tabal- con .....	135
5.3. Les séquences élémentaires des calcaires cons- truits de la Haute-Chaîne .....	135
5.4. Les séquences élémentaires des "calcaires bitumi- neux" .....	137
5.5. Les séquences élémentaires des calcaires de Lan- daize .....	137
5.5.1. Séquence des calcaires de Landaize de la coupe du flanc Est de l'anticlinal du Gros Foug .....	139
5.5.2. Séquence de la partie sommitale des calcai- res de Landaize de la coupe strototype ....	141
5.5.3. Séquence des calcaires de Landaize de la coupe de Vions-Boveron - Mollard Dessus ...	141
5.6. Séquence des Tidalites de Vouglans .....	143
5.6.1. Séquence des Tidalites de Vouglans de la coupe du flanc Ouest de l'anticlinal du Gros Foug .....	143

5.6.2. Séquence des Tidalites de Vouglans de la mine d'Orbagnoux .....	145
5.6.3. Séquence des Tidalites de Vouglans de la coupe de Ginez .....	147
5.6.4. Séquence des Tidalites de Vouglans de la coupe de Landaize .....	147
5.7. Séquence des Assises pürbeckiennes .....	151
5.7.1. Séquence de l'Assise pürbeckienne de l'an- ticlinal du Gros Foug .....	151
5.7.2. Séquence de l'Assise pürbeckienne du flanc Est de l'anticlinal du Grand Colombier ....	153
6. SYNTHESE DES VARIATIONS DES MILIEUX DE DEPOT DU KIMME- RIDGIEN AU PURBECKIEN .....	153
<b>CHAPITRE VI : DIAGENESE DES ROCHES CARBONATEES .....</b>	<b>155</b>
1. GENERALITES .....	155
2. LES ENVIRONNEMENTS DE LA DIAGENESE PRECOCE .....	156
3. LES PROCESSUS DE LA DIAGENESE .....	157
3.1. La cimentation .....	157
3.2. La compaction .....	158
3.3. La recristallisation .....	158
3.4. La micritisation .....	159
3.5. La dolomitisation .....	159
4. DIAGENESE DES DEPOTS KIMMERIDGIEN-PURBECKIEN DU JURA MERIDIONAL .....	160
4.1. Les témoins de la diagenèse .....	160
4.2. Diagenèse des roches allochimiques .....	161
4.2.1. La cimentation .....	161
4.2.2. La compaction .....	162
4.2.3. La micritisation et la dolomitisation ....	162
4.3. Diagenèse des roches orthochimiques .....	163
4.4. Les dolomies .....	163
4.5. La diagenèse des calcaires cristallins .....	163
5. CONCLUSIONS A L'ETUDE DE LA DIAGENESE DES DEPOTS KIMME- RIDGIENS-PURBECKIENS DU JURA MERIDIONAL .....	164
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES de 31 à 46 .....	165



CHAPITRE II : ETUDE DE LA MATIERE ORGANIQUE .....	183
1. GENERALITES ET OBJECTIFS DE L'ETUDE .....	183
1.1. Etat de conservation de la matière organique sédimentaire .....	183
1.2. Facteurs contrôlant la maturation de la matière organique .....	184
1.2.1. Rôle de la température .....	184
1.2.2. Rôle du temps .....	185
1.3. Faciès géologiques du matériel d'étude .....	185
2. LES METHODES UTILISEES .....	186
2.1. Méthodes optiques .....	186
2.1.1. Examen de macéraux en lumière réfléchie ...	186
2.1.2. Examen en lumière fluorescente .....	187
2.1.3. Examen pétrographique des lames minces ....	187
2.2. Méthodes géochimiques .....	187
2.2.1. Dosage du carbone organique .....	187
2.2.2. Analyse Rock-Eval .....	187
2.2.3. Nature des composants lipidiques (études de certains hydrocarbures) : extraction chloroformique .....	191
3. RESULTATS D'ETUDE DE LA MATIERE ORGANIQUE .....	191
3.1. Teneurs en carbone organique et type de matière organique des échantillons étudiés .....	193
3.1.1. Les marnes d'âge kimméridgien inférieur ...	193
3.1.2. Les "calcaires en plaquettes" du Kimméridgien supérieur .....	193
3.1.3. Les calcaires à cailloux noirs .....	199
3.1.4. Les argiles du Crétacé .....	199
3.2. Nature des composés lipidiques .....	199
3.3. Etat d'évolution de la matière organique .....	201
CHAPITRE VIII : CONCLUSIONS GENERALES .....	209
1. FAITS STRATIGRAPHIQUES .....	209
2. FAITS MICROFACIOLOGIQUES ET D'ENVIRONNEMENT DE DEPOT ..	210
3. FAITS DIAGENETIQUES .....	211
4. FAITS SUR L'EVOLUTION DE LA MATIERE ORGANIQUE SEDIMENTAIRE .....	211
BIBLIOGRAPHIE .....	213

## LISTE DES FIGURES

- Figure 1 : plan de localisation de la région étudiée
- Figure 2 : les grands ensembles structuraux du Jura (in Chauve et al, 1975)
- Figure 3 : la série stratigraphique secondaire du Jura (in Chauve et al, 1975)
- Figure 4 : principales unités lithologiques du Kimméridgien-Portlandien du Jura Franc-Comtois (in Chauve et al, 1975)
- Figure 5 : classification des calcaires d'après Dunham (1962)
- Figure 6 : classification des calcaires d'après Folk (1962)
- Figure 7 : classification texturale des calcaires d'après Folk (1962)
- Figure 8 : le rapport entre la calcite et la dolomite et la dénomination de divers roches carbonatées d'après le Groupe Elf-Aquitaine (1975)
- Figure 9 : corrélation stratigraphique du Jura Méridional (d'après Bernier, 1984)
- Figure 10 : plan de la localisation des coupes stratigraphiques
- Figure 11 : la distribution des formations et les numéros d'échantillons des coupes des flancs Est et Ouest de l'anticlinal du Gros Foug
- Figure 12, A, B, C, : coupes stratigraphiques de l'anticlinal du Gros Foug (flanc Est)
- Figure 13, A, B, C, : coupes stratigraphiques de l'anticlinal du Gros Foug (flanc Ouest)
- Figure 14 : corrélation lithostratigraphique entre le flanc Est et le flanc Ouest de l'anticlinal du Gros Foug
- Figure 15 : la mine d'Orbagnoux avec les galeries schématisées, les limites de formations et les numéros d'échantillons
- Figure 16 : esquisse stratigraphique de la mine d'Orbagnoux
- Figure 17 : la distribution et les limites des formations des coupes du chemin de la Dorche et de Ginez
- Figure 18 : coupe stratigraphique du chemin de la Dorche
- Figure 19 : coupe stratigraphique de Ginez
- Figure 20 : la distribution des formations et les numéros d'échantillons des coupes de Charbonnière le Haut et de Mieugy-Rhémoz



- Figure 21 : coupe stratigraphique de Charbonnière le Haut
- Figure 22 : coupe stratigraphique de Mieugy-Rhémox
- Figure 23 : la distribution des formations et les numéros d'échantillons de la coupe de Flamban
- Figure 24, A, B, C,  
: coupes stratigraphiques de Flamban
- Figure 25 : la distribution des formations et les numéros d'échantillons de la coupe de Landaize et de Vions-Mollard Dessus
- Figure 26 : coupe stratigraphique de Landaize
- Figure 27, A, B,  
: coupes stratigraphiques de Vions-Mollard Dessus
- Figure 28 : corrélations lithostratigraphiques et interprétation du passage de faciès du Kimméridgien-Portlandien de flanc Est de l'anticlinal du Grand Colombier (du Nord au Sud)
- Figure 29 : corrélations lithostratigraphiques entre le flanc Est de l'anticlinal du Grand Colombier et le flanc Ouest de l'anticlinal du Gros Foug
- Figure 30 : variation du profil des aires de dépôts carbonatés (in groupe Elf-Aquitaine, 1975)
- Figure 31 A: séquence négative (base Dunham, 1962) in groupe Elf-Aquitaine (1975)
- Figure 31 B: séquence négative (base Folk, 1962) in groupe Elf-Aquitaine (1975)
- Figure 32 : environnement du dépôt de séquence élémentaire des Couches à Céphalopodes
- Figure 33 : environnement du dépôt de séquence élémentaire des Calcaires de Tabalcon
- Figure 34 : environnement du dépôt de séquence élémentaire des Calcaires Construits de la Haute Chaîne
- Figure 35 : environnement du dépôt de séquence élémentaire des Calcaires bitumineux
- Figure 36 : environnement du dépôt de séquence élémentaire de Calcaires de Landaize de l'anticlinal du Gros Foug

- Figure 37 : environnement du dépôt de séquence élémentaire de Calcaires de Landaize de la coupe du stratotype
- Figure 38 : environnement du dépôt de séquence élémentaire de Calcaires de Landaize de la coupe de Vions - Mollard Dessus
- Figure 39 : environnement du dépôt de séquence élémentaire des Tidalites de Vouglans du flanc Ouest de l'anticlinal du Gros Foug
- Figure 40 : environnement du dépôt de séquence élémentaire des Tidalites de Vouglans de la mine d'Orbagnoux
- Figure 41 : environnement du dépôt de séquence élémentaire des Tidalites de Vouglans de la coupe de Ginez
- Figure 42 : environnement du dépôt de séquence élémentaire des Tidalites de Vouglans de la coupe de Landaize
- Figure 43 : environnement du dépôt de séquence élémentaire des Assises purbeckiennes de la coupe du flanc Ouest de l'anticlinal du Gros Foug
- Figure 44 : environnement du dépôt de séquence élémentaire des Assises purbeckiennes de la coupe du flanc Est de l'anticlinal du Grand Colombier
- Figure 45 : profil schématique montrant la disposition des quatre principaux milieux de diagenèse précoce (d'après Purser, 1980)
- Figure 46 : cycle d'analyse de la pyrolyse Rock-Eval-1 (Espitalié et al, 1977)
- Figure 47 : exemple schématique d'enregistrement obtenu au cours de la pyrolyse Rock-Eval (Espitalié et al, 1977)
- Figure 48 : position des points représentatifs des différents échantillons de M.O des roches étudiées dans le diagramme IH - T max (Courbes de référence d'après Espitalié et al, 1985)
- Figure 49 : les types de matière organique des échantillons étudiés dans le diagramme IH - IO (Courbes de référence d'après Espitalié et al, 1985)
- Figure 50 : pouvoir réflecteur des particules organiques issues des végétaux supérieurs dans un échantillon de calcaire bitumineux de la mine d'Orbagnoux (ech. 51)
- Figure 51 : un exemple de chromatogramme d'hydrocarbure
- Figure 52 : chromatogrammes des hydrocarbures saturés (SAT) des échantillons étudiés de la mine d'Orbagnoux (Kimméridgien supérieur : Formation Calcaires en plaquettes (Calcaires bitumineux ici))



# LISTE DES PHOTOS

- Photo 1 : Deux endoclastes parmi les éléments figurés plus petits (Assises purbeckiennes)
- Photo 2 : Agrégats et endoclastes dans une intrapelsparite des Assises purbeckiennes
- Photo 3 : Distribution très répandue des endoclastes dans une intrasparite de Calcaires de Landaize
- Photo 4 : Endoclastes et bioclastes dans une intrabiosparite de Calcaires de Landaize
- Photo 5 : Endoclaste sparitique dans une intrapelsparite des Assises purbeckiennes
- Photo 6 : Endoclastes coralliigènes dans une intrabiosparite des Calcaires de Landaize
- Photo 7 : Variété de noyaux d'ooïdes dans une oosparite des Calcaires de Landaize
- Photo 8 : Ooïdes et bioclastes cimentés par de la calcite sparitique en texture mosaïque dans les Calcaires de Landaize
- Photo 9 : Bioclastes et pelletooïdes dans une biopelsparite des Calcaires de Landaize
- Photo 10 : Bioclastes de différentes tailles dans une biosparite des Calcaires Construits de la Haute Chaîne
- Photo 11 : Endoclastes micritiques dans une intramicrite à bird's-eyes des Tidalites de Vouglans
- Photo 12 : Agrégats peu développés cimentés par de la micrite dans les Assises purbeckiennes
- Photo 13 : Endoclastes micritiques, dans une intrapelmicrite à structure fenêtrée, remplis par de la calcite sparitique dans les Tidalites de Vouglans
- Photo 14 : Endoclaste coralligène entouré par des petits bioclastes dans une phase de liaison micritique des Calcaires de Landaize
- Photo 15 : Petits bioclastes entiers dans une biomicrite à pelletoides des Tidalites de Vouglans
- Photo 16 : Foraminifères en forme originelle et résistant à la micritisation dans une biomicrite de Tidalites de Vouglans

- Photo 17 : Ooïdes micritisées et petits bioclastes dans une oopelmicrite des Tidalites de Vouglans
- Photo 18 : Pelmicrite à quartz des Calcaires de Landaize
- Photo 19 : Micrite à Foraminifères des Tidalites de Vouglans
- Photo 20 : Gastéropodes brisés et Foraminifères entiers dans une micrite à bioclastes des Calcaires de Landaize
- Photo 21 : Micrite des Tidalites de Vouglans
- Photo 22 : Micrite à bird's-eyes des Tidalites de Vouglans
- Photo 23 : Coraux dans les calcaires biolithiques des Calcaires Construits de la Haute Chaîne
- Photo 24 : Coraux et Algues dans les calcaires biolithiques à biomicrites des Calcaires Construits de la Haute Chaîne
- Photo 25 : Calcaires biolithiques algaires à structure laminée des Calcaires en plaquettes
- Photo 26 : Structure en encroûtement des Calcaires Construits de la Haute Chaîne
- Photo 27 : Pelmicrite à keystones-vugs et à fractures remplies de calcite sparitique des Tidalites de Vouglans
- Photo 28 : Micrite, à tapis algaire, dolomitisée des Tidalites de Vouglans
- Photo 29 : Dolosparite à micrite des Tidalites de Vouglans
- Photo 30 : Calcaires recristallisés des Tidalites de Vouglans
- Photo 31 : Ciment granulaire dans une perforation et ciment sparitique irrégulier dans les espaces intergranulaires d'une oosparite des Calcaires de Landaize
- Photo 32 : Ciment sparitique en texture en aiguilles autour des éléments figurés des Calcaires de Landaize
- Photo 33 : Ciment sparitique, en texture mosaïque, reliant des ooïdes et des bioclastes des Calcaires de Landaize
- Photo 34 : Ciment assymétrique à la partie inférieure d'un endoclaste des Calcaires de Landaize
- Photo 35 : Ecrasement entre les éléments figurés d'une oopelsparite de Calcaires de Landaize
- Photo 36 : Microfaciès non-compacté d'une oobiospartite des Calcaires de Landaize
- Photo 37 : Ecrasement entre deux endoclastes des Calcaires de Landaize

- Photo 38 : Stylolites dans une micrite à bird's-eyes des Tidalites de Vouglans
- Photo 39 : Pelletoides et quartz dans une pelsparite des Calcaires de Landaize
- Photo 40 : Micritisation et formation de pelletoides (pelsparite à Algues et à Foraminifères) des Calcaires en plaquettes
- Photo 41 : Reliques de la dolomitisation dans les Calcaires de Landaize
- Photo 42 : Différente intensité de la dolomitisation provoquée par un test de Brachiopode dans les Tidalites de Vouglans
- Photo 43 : Dolomitisation intensive sur la masse matricielle et micritisation profonde sur des éléments figurés d'une intrapelmicrite dolomitisée des Tidalites de Vouglans
- Photo 44 : Micrite dolomitisée à bird's-eyes des Tidalites de Vouglans
- Photo 45 : Dolomicrite des Tidalites de Vouglans
- Photo 46 : Pseudosparite des Tidalites de Vouglans

# LISTE DES TABLEAUX

- Tableau I : critères biologiques de caractérisation des milieux de dépôt carbonaté (in Groupe Elf-Aquitaine, 1975)
- Tableau II : critères dynamiques de caractérisation des milieux de dépôt carbonaté (in Groupe Elf-Aquitaine, 1975)
- Tableau III : critères physico-chimiques de caractérisation des milieux de dépôt carbonaté (in Groupe Elf-Aquitaine, 1975)
- Tableau IV : exemples de paramètres obtenus par analyse Rock-Eval de différents type de M0 d'après Espitalié et al, 1977 - 1985 et Montacer, 1984)
- Tableau V : dosage du carbone organique des échantillons étudiés
- Tableau VI : les paramètres obtenus par la pyrolyse Rock-Eval-1 des échantillons étudiés
- Tableau VII : composants lipidiques par extraction chloroformique.



## INTRODUCTION

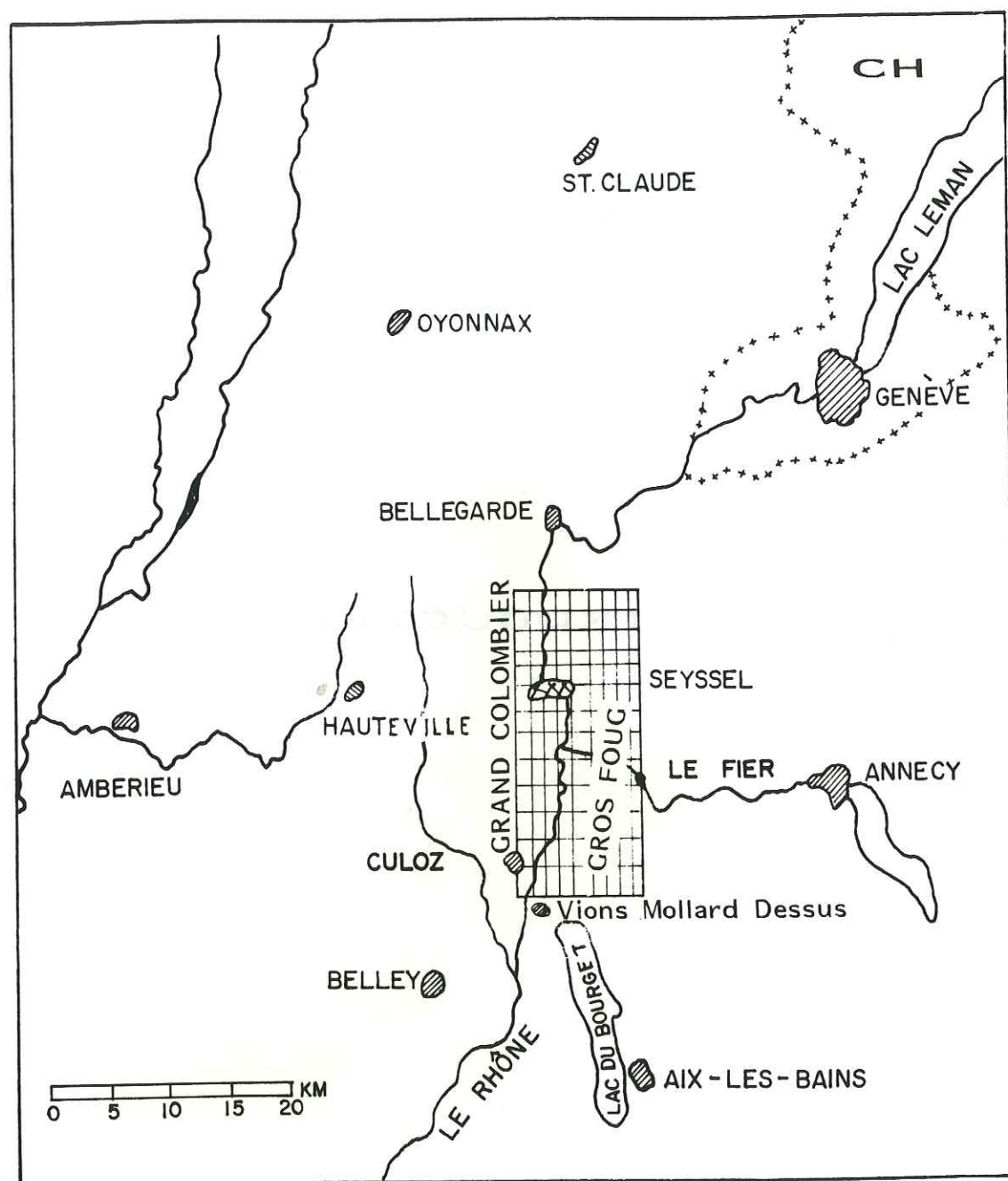


Fig. 1 : Plan de localisation de la région étudiée.

## CHAPITRE I.

### INTRODUCTION

#### I. CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOMORPHOLOGIQUE (Fig. 1 et 2).

La chaîne du Jura s'allonge en un arc montagneux à convexité tournée au Nord-Ouest, de la Forêt Noire aux Alpes qu'elle joute au niveau de la Savoie et du Dauphiné (Chauve *et al.*, 1975).

La région étudiée se situe à la partie méridionale de cette chaîne. Elle recouvre une partie des cartes topographiques à l'échelle 1/25 000 de Seyssel (n° 3330 Ouest) et de Rumilly (n° 3331 partie Nord).

Du point de vue géomorphologique, ce secteur peut être divisé en trois ensembles :

- La partie ouest correspondant au flanc est de la montagne du Grand Colombier.
- La partie centrale constituée par la vallée du Rhône (y compris la butte témoin de Vions - Mollard Dessus).
- La partie est occupée par la montagne du Gros Foug.

#### 2. LES TRAVAUX ANTERIEURS.

Depuis plusieurs siècles le Jura intéresse beaucoup les géologues. Parmi les travaux de recherche citons pour le Jura méridional : Marcou (1846), Etalon (1860), Bourgeat (1888), Cailloux (1930), Donze (1958), Clin & Perriaux (1972) et Bernier (1984).

#### 3. GEOLOGIE GENERALE.

##### 3.1. Tectonique (Debelmas, 1974 ; Chauve *et al.*, 1975).

On peut séparer trois domaines structuraux principaux (Fig. 2) :

- Les zones préjurassiennes.
- Le Jura externe qui occupe la partie convexe de l'arc.
- Le Jura interne qui s'allonge à la partie concave de la chaîne à la frontière suisse.

Dans le Jura méridional, ces distinctions sont moins nettes car



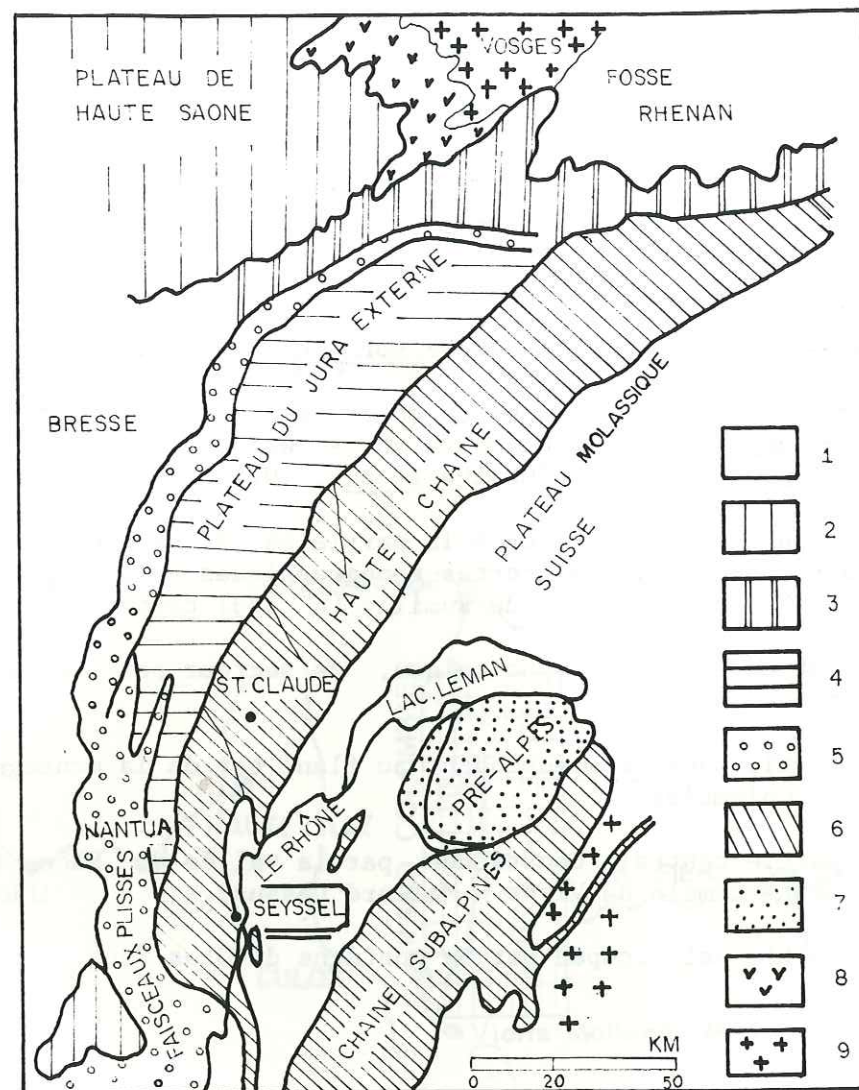


Fig. 2 : Les grands ensembles structuraux du Jura (in Chauve et al., 1975).

1. Dépressions tertiaires et quaternaires ; 2. Plateaux de Haute-Saône et de l'île Crémieu ; 3. Avant Monts et collines pré-jurassiennes ; 4. Plateaux du Jura externe ; 5. Faisceaux plissés ; 6. Haute-Chaîne et Chaînes subalpines ; 7. Préalpes ; 8. Dépressions structurales triasiques ; 9. Massifs cristallins.

les plateaux disparaissent.

### 3.1.1. Les zones préjurassiennes.

Ce sont des zones tabulaires ou sub-tabulaires. Elles représentent la bordure de la plate-forme de l'Europe hercynienne restée en dehors de la tectogenèse alpine compressive.

### 3.1.2. Le Jura externe.

C'est une zone complexe formée de zones tabulaires ou plateaux et de zones plissées ou faisceaux. Les faisceaux sont d'étroites zones disloquées, plissées et faillées qui s'allongent entre les plateaux ou les bordent par l'extérieur de la chaîne.

### 3.1.3. Le Jura interne.

Le Jura interne est appelé aussi "Jura plissé", "Haute-Chaîne", "faisceau helvétique" ou "Haut Jura". Il est formé par un arc montagneux parallèle à dépression molassique suisse et comporte un ensemble de plis réguliers parallèles qui se suivent d'une façon quasi continue du Nord vers le Sud.

Du point de vue structural, le secteur étudié appartient à la partie méridionale de ce Jura interne. Nous pouvons distinguer, dans le détail, les trois domaines suivants :

- La partie ouest correspondant au flanc Est de l'anticlinal du Grand Colombier où affleure le Jurassique et le Crétacé inférieur.
- La partie Est, représentée par l'anticlinal du Gros Foug, fait de Jurassique supérieur et de Crétacé inférieur. Comme le prouvent les levés de terrains et les données pétrolières comme par exemple le forage Savoie 106 (677-6-1) du code minier de la Cluse du Fier au droit du Gros Foug : carte au 1/50 000 de Seyssel), les anticlinaux coiffés chevauchent vers l'Ouest les synclinaux adjacents.

### 3.2. Stratigraphie (Fig. 3 et 4 ; Clin & Perriaux, 1965 ; Chauve et al., 1975).

La totalité des sédiments au-dessus du socle est relativement mince (environ 2000m) et s'oppose aussi à la série delphino-helvétique des Alpes Externes. Cette série Jurassienne comprend le Trias, le Jurassique et une partie du Crétacé puis après une lacune importante liée à des émergences et à des érosions (période sidérolithique), l'Oligo-miocène à faciès molassique. Les faciès mésozoïques sont ceux d'une



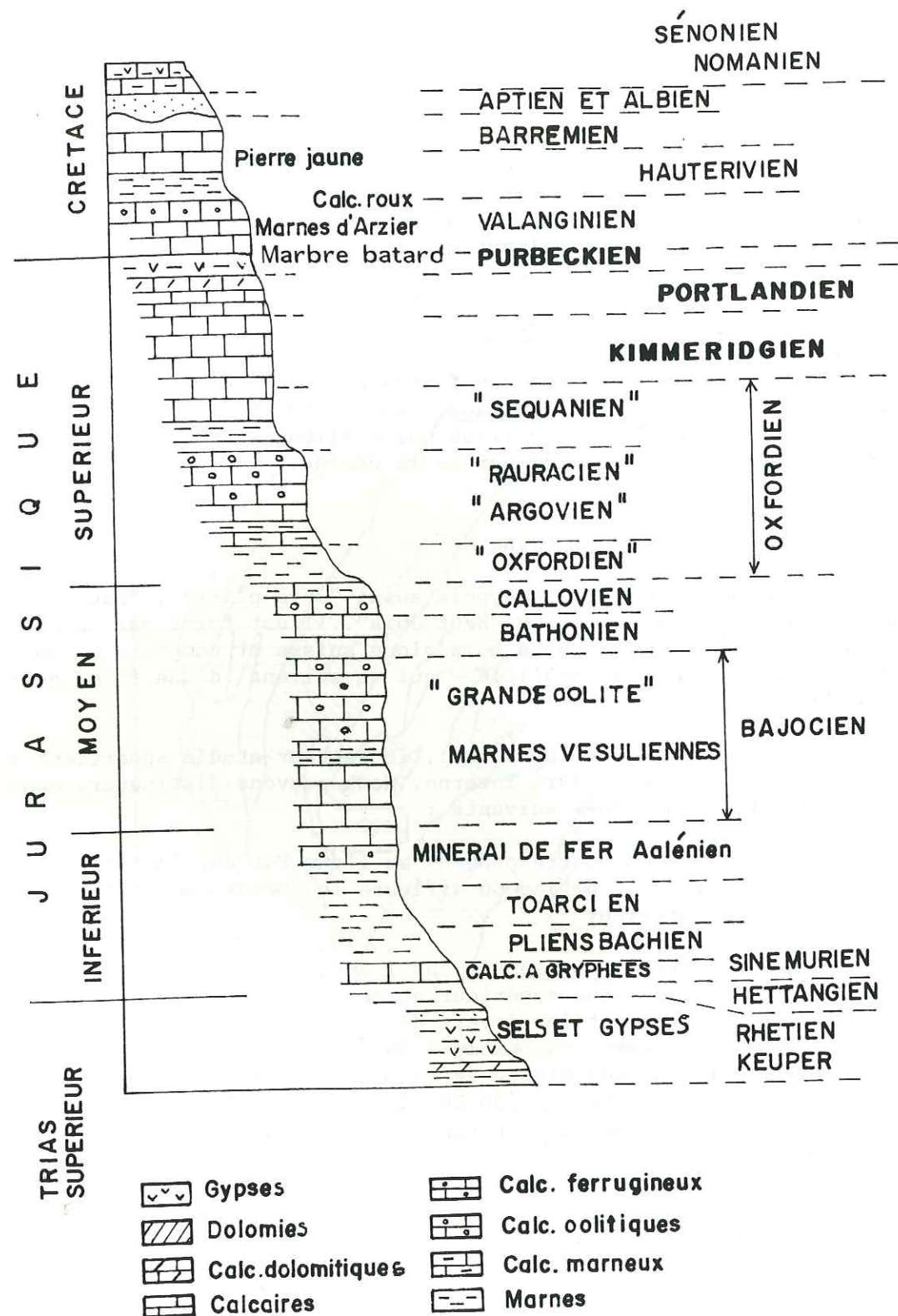


Fig. 3 : La série stratigraphique secondaire du Jura (in Chauve et al., 1975)

plate-forme parfois récifale comme au Kimméridgien ou au Barremo-aption (faciès urgonien) avec des périodes d'émersion et des faciès lagunaires associés, représentées par les faciès purbeckiens de la limite Jurassique-Crétacé.

On distingue ainsi au Mésozoïque, du Trias à la base du Crétacé, typiquement "germanique".

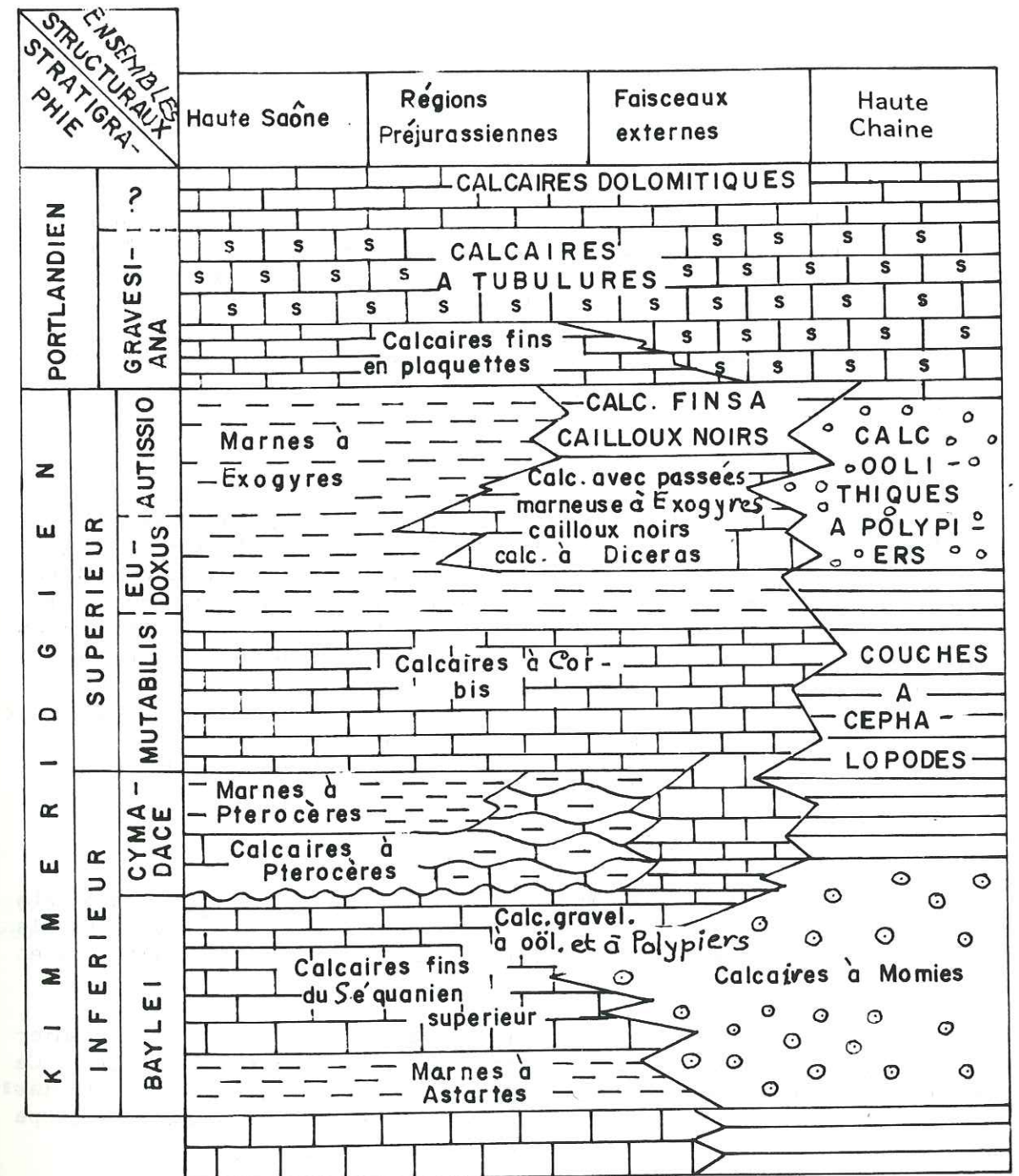


Fig. 4 : Principales unités lithologiques du Kimméridgien-Portlandien du Jura Franc-Comtois (in Chauve et al., 1975)



### 3.2.1. Le Trias.

Il peut être divisé en trois parties. La partie inférieure est constituée par dépôts détritiques, la partie moyenne est essentiellement carbonatée (grès coquilliers, calcaires et dolomies) tandis que la partie supérieure est représentée par des argiles à gypses.

### 3.2.2. Le Jurassique.

#### 3.2.2.1. Le Lias

Le Lias comprend, de bas en haut, des calcaires noirs de l'Hettangien et du Sinémurien, une alternance de calcaires et de marnes du Carixien), des marnes et des marnes sableuses du Domérien et des schistes cartons et des marnes du Toarcien.

Dans la région de Moirans-en-Montagne et de Nantua, l'épaisseur totale des dépôts liasiques varie de 20 à 35m (Clin & Perriaux, 1965).

#### 3.2.2.2. Le Dogger.

Le Dogger est représenté par deux séquences. La séquence positive commence par des dépôts calcaires de l'Aalénien), elle se poursuit par des calcaires bioclastiques, des calcaires à silex et des calcaires oolithiques du Bajocien) et se termine par des marno-calcaires et des marnes du Bathonien. Au dessus viennent des calcaires à Entroques à stratifications entrecroisées et à oolites ferrugineux marquant la séquence négative du Callovien.

Dans le Jura externe de Moirans-en-Montagne et de Nantua, l'épaisseur du Dogger est de 25 à 65m (Clin & Perriaux, 1965).

#### 3.2.2.3. Le Malm.

Dans le Jura franc-comtois, l'Oxfordien inférieur est représenté par des marnes et une alternance de calcaires et de lits marneux, tandis que l'Oxfordien supérieur est constitué par des calcaires oolithiques et des calcaires bioclastiques à Polypiers.

Le Kimméridgien, quant à lui, comprend deux faciès. Le premier correspond à un faciès à Céphalopodes et l'autre à un faciès récifal. Ce dernier, dans le détail, peut présenter une variation latérale de faciès correspondant à des calcaires en plaquettes de types bitumineux (type Armailles-Orbagnoux) ou de type lithographique (type de Cerin).

Le Portlandien, quant à lui, est caractérisé par des calcaires à tubulures et à structures sédimentaires d'un milieu de tendance émergitive (rides d'oscillations, fentes de dessiccation et laminites dolomitiques).

grains assemblage %		Composants non liés ensemble durant la sédimentation		Composants liés ensemble pendant la sédimentation
		avec boue	sans boue	
non jointifs	< 10	Mudstone	Grainstone	Boundstone
jointifs	> 10	Wackestone Fackstone		

Fig. 5 : Classification des calcaires d'après Dunham (1962)

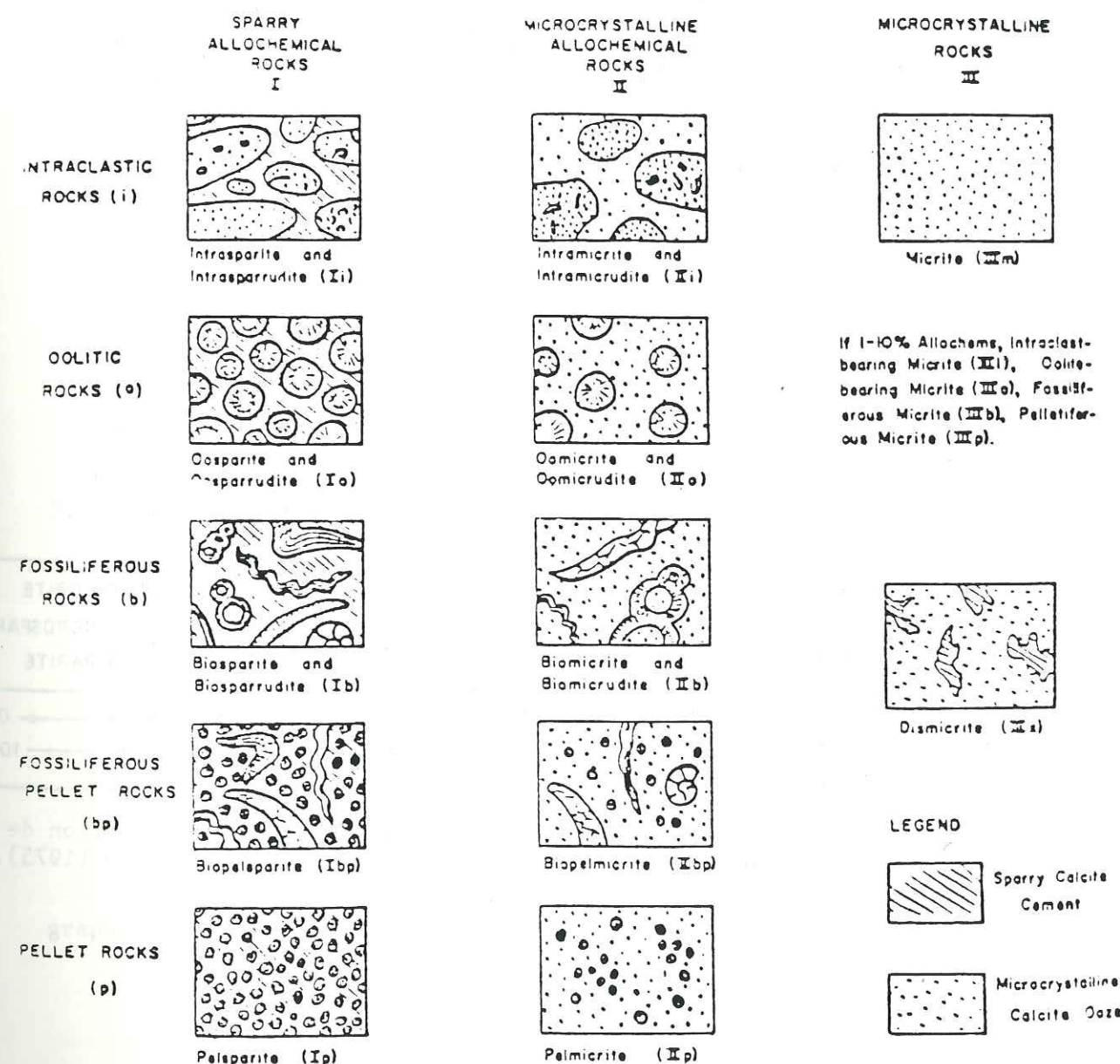


Fig. 6 : Classification des calcaires d'après Folk (1962)



Percent Al'ochems	OVER 2/3 LIME MUD MATRIX				SUBEQUAL SPAR & LIME MUD	OVER 2/3 SPAR CEMENT		
	0-1 %	1-10 %	10-50 %	OVER 50 %		SORTING POOR	SORTING GOOD	ROUNDED & ABRADED
Representative Rock Terms	MICRITE & DISMICRITE	FOSSILIFEROUS MICRITE	SPARSE BIOMICRITE	PACKED BIOMICRITE	POORLY WASHED BIOSPARITE	UNSORTED BIOSPARITE	SORTED BIOSPARITE	ROUNDED BIOSPARITE
1959 Terminology	Micrite & Dismicrite	Fossiliferous Micrite	Biomicrite		Biosparite			
Terrigenous Analogues	Claystone		Sandy Claystone	Clayey or Immature Sandstone	Submature Sandstone	Mature Sandstone	Supermature Sandstone	



 LIME MUD MATRIX  
 SPARRY CALCITE CEMENT

Fig. 7 : Classification texturale des calcaires d'après Folk (1962)

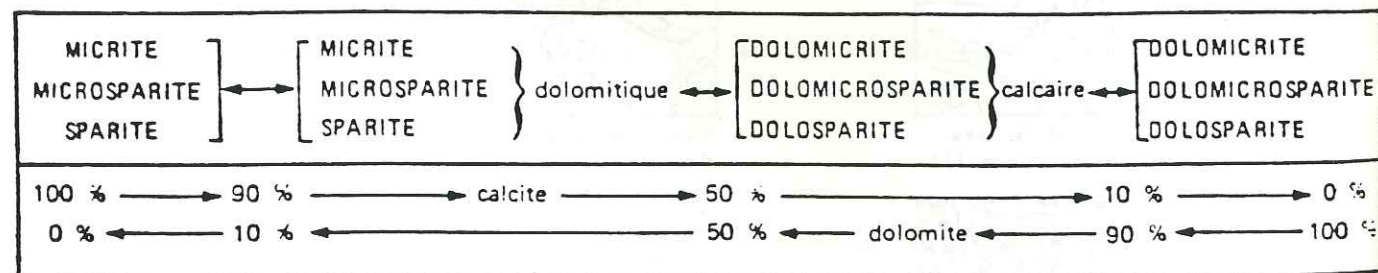


Fig. 8 : Le rapport entre la calcite et la dolomite et la dénomination de divers roches carbonatées d'après le Groupe Elf-Aquitaine (1975).

Dans le Jura externe du secteur de Moirans-en-Montagne et de Nantua, le Malm a une puissance de 60 à 120m (Clin & Perriaux, 1965).

### 3.2.3. Le faciès Pürbeckien.

A la limite Jurassique-Crétacé se produit des émergences successives et temporaires de la plate-forme jurassienne à faciès pürbeckiens. Ces faciès sont constitués par des calcaires à cailloux noirs et des calcaires lacustres à Characées et à Ostracodes. Les travaux de Donze permettent de montrer que ces faciès pürbeckiens hétérochrones débutant au Malm sont surtout bien développés dans le Berriasien inférieur. Au-dessus le Berriasien moyen à supérieur, le Valanginien et le Barremo-aptien (faciès urgonien) sont représentés par des dépôts carbonatés de plate-forme néritique à récifale. Seul l'épisode hauterivien riche en marno-calcaires tranche la succession stratigraphique. Dans notre secteur les formations oligocènes continentales transgressent directement l'Urgonien ou des horizons inférieurs du Crétacé ; il n'y a nulle part de Crétacé moyen à supérieur. Mentionnons néanmoins la présence de poches karstiques, affectant les calcaires du Crétacé inférieur, remplies de sables et d'argiles à oolithes et concrétions ferrugineuses et qui sont rapportées à l'épisode sidérolitique oxydant de l'Eocène inférieur à moyen.

## 4. OBJECTIFS D'ETUDE.

Notre travail a porté sur les formations à dominante carbonatée du Jurassique supérieur et de la base du Crétacé.

Les objectifs étaient de deux ordres :

- La description lithostratigraphique précise de l'enchaînement des différentes formations en insistant également sur les variations latérales de faciès et sur les problèmes diagénétiques ;
- l'analyse de la matière organique depuis les roches franchement bitumineuses jusqu'aux roches purement calcaires.

### 4.1. Description lithostratigraphique.

Nous avons utilisé, pour mener à bien cette étude, lithostratigraphique et pétrographique :

- sur le terrain, la classification des calcaires d'après Dunham (1962) ;

- en laboratoire, la pétrographie des roches carbonatées de Purser (1980), la classification des calcaires d'après Folk (1962) ainsi que les méthodes du Groupe Elf-Aquitaine (1975).



Nous rappellerons que :

1°/- La classification des calcaires d'après Dunham (1962, Fig. 5) propose deux textures pétrographiques, l'une jointive et l'autre non-jointive, mais elle ne précise pas le type et la nature des éléments figurés ni le type de phase de liaison.

2°/- La classification des calcaires d'après Folk (1962, figures 6 et 7) est descriptive et génétique pour les calcaires marins ; elle précise le type et la nature des éléments figurés et distingue la masse matricielle faite en calcite sparitique (dépôt en milieu agité) et de celle faite en calcite micritique (dépôt en milieu calme). Par contre cette classification ne concerne pas vraiment les calcaires diagénétiques ; pour ces derniers, nous avons utilisés les méthodes du Groupe Elf-Aquitaine (1975, Fig. 8).

Enfin, l'étude de la diagenèse des dépôts calcaires s'est inspirée des travaux Srockman, Ginsburg et Shinn (1967), Bathurst (1971), Purser (1980) et Flügel (1982).

#### 4.2. Etude de la matière organique.

Pour l'étude de la matière organique sédimentaire, nous avons choisi, pour l'essentiel, les formations du Kimméridgien supérieur et du Portlandien du revers Est du Grand Colombier où existent des dépôts riches en matière organique de la mine d'Orbagnoux passant latéralement aux calcaires francs.

D'un autre côté, nous avons étudié les "formations pürbeckiennes" du revers occidental du Gros Foug.

## CHAPITRE II. LES GRANDES COUPURES DU KIMMERIDGIEN ET DU PORTLANDIEN DU JURA MERIDIONAL.

### I. INTRODUCTION.

Dans le domaine de la stratigraphie, peuvent être séparés trois types d'analyses permettant de distinguer les différentes unités stratigraphiques :

- La lithostratigraphie basée sur les critères purement lithologiques indépendamment de leur contenu en fossiles ;
- la biostratigraphie, fondée sur les critères biologiques ;
- la géochronologie ; elle consiste en la combinaison des deux précédentes.

Dans une succession lithologique, les unités stratigraphiques définies selon les trois analyses citées ci-dessus peuvent être différentes les unes des autres. L'unité du temps et l'unité lithologique pouvant être deux unités indépendantes (hétérochronisme du faciès considéré).

Comme notre travail était axé essentiellement sur la pétrographie sédimentaire et sur la géochimie organique, nous avons préféré utiliser la lithostratigraphie. Néanmoins, grâce aux travaux de Bernier (1984), cette lithostratigraphie peut être calée chronologiquement grâce à la définition de formations géologiques rapportables à des étages.

### 2. CLASSIFICATION ET NOM DES FORMATIONS DU MALM SUPERIEUR - BASE DU CRETACE INFERIEUR DE LA CHAÎNE DU JURA.

La classification et les noms des formations d'âge kimméridgien à portlandien du Jura méridional sont, de bas en haut, (Bernier, 1984 - figure 9) : les couches à Céphalopodes, les calcaires de Tabalcon, les calcaires construits de la Haute-Chaine, les calcaires de Landaize, les Tidalites de Vouglans, les couches du Chailley et les Assises pürbeckiennes passant au Berriasien.

#### 2.1. Le Kimméridgien inférieur (les couches à Céphalopodes). *"Siquamien"*

Ils correspondent à des calcaires argileux gris, alternant avec des lits plus marneux, en gros bancs de 0,50cm à 1m d'épaisseur, d'aspects parfois rognonneux. La caractéristique principale de cette formation consiste en la présence d'une faune nectinique et d'ammonites. Ce sont des biomicrites à microorganismes planctoniques et à foramini-



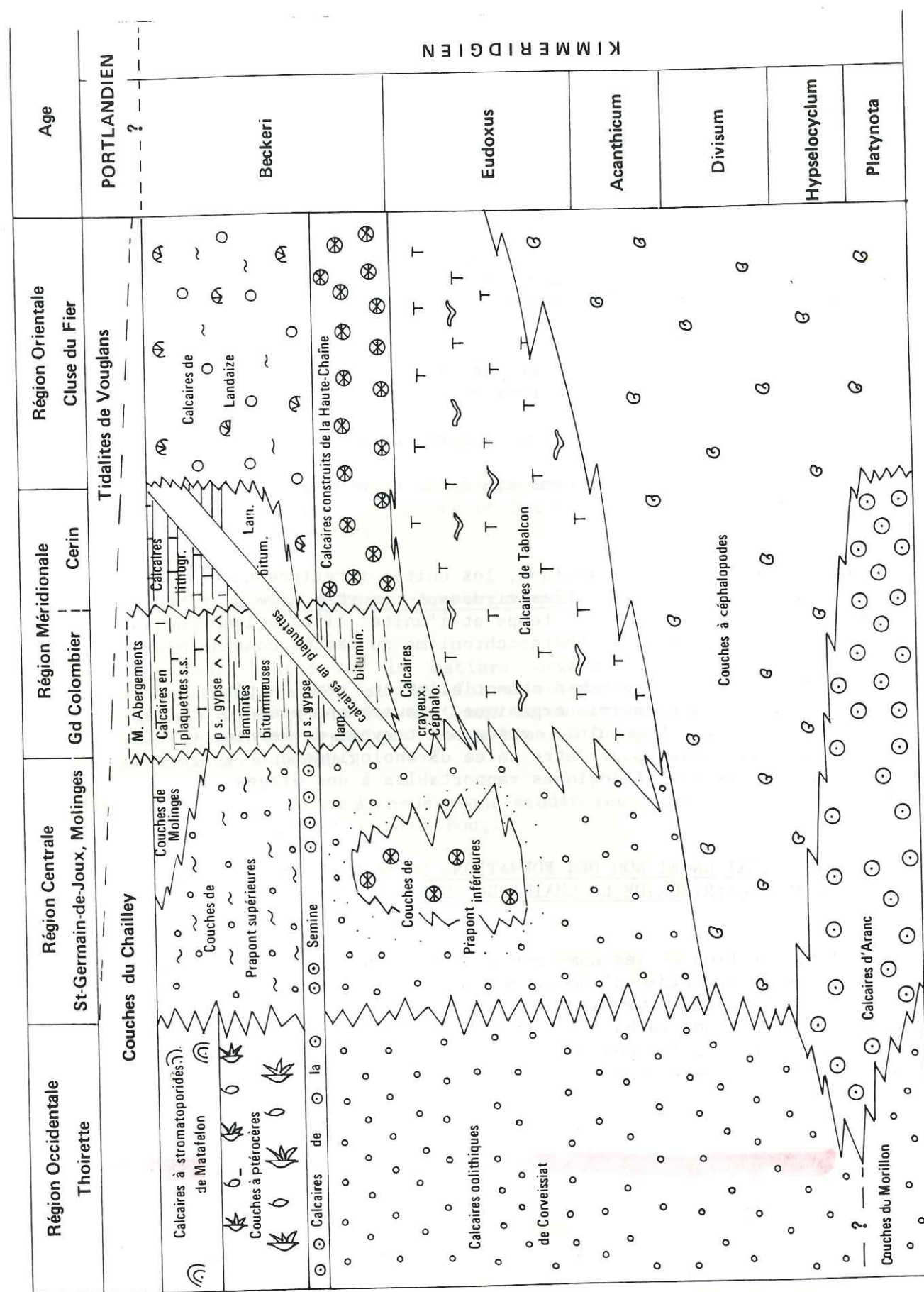


Fig. 9 - Corrélation stratigraphique du Jura Méridional (d'après Bernier, 1984).

fères benthiques.

## 2.2. Le Kimméridgien supérieur.

Il comprend de bas en haut :

### - les calcaires de Tabalcon.

Ils sont en bancs nets, peu argileux et les ammonites ont pratiquement disparu par rapport aux couches sous-jacentes. Au microscope, ils correspondent à des biomicrites avec des fossiles planctoniques qui deviennent également plus rares.

Vers l'Ouest, dans la région de Saint-Germain de Joux, par passage de faciès, se développent des calcaires sableux à grains fins alternant avec des calcaires dolomitiques (couches de Prapont).

### - les calcaires construits de la Haute-Chaine.

Ils correspondent aux faciès coralligènes de Bourgeat (1888) et aux calcaires à Polypiers de Favre & Richard (1927 ; in Bernier, 1984). Cette formation qui apparaît généralement en relief est de couleur jaunâtre liée à l'abondance des oxydes de fer. Le de Madréporaires coalescents, de Stromatoporiés et de Lamellibranches.

Remarque : Dans la région de la mine d'Orbagnoux, on observe par passage de faciès aux deux formations précédentes, des faciès plus fins (laminites ou calcaires en plaquettes) dont les horizons supérieurs sont bitumineux ; comme nous le verrons ensuite, il s'agit de dépôts algaires en feuillets successifs très rapprochés. Les fossiles, nombreux, sont des végétaux supérieurs, des Crustacés et des Poissons.

### - Les calcaires de Landaize.

Ils sont constitués par des calcaires sableux (grainstones).

## 2.3. Le Portlandien.

On distingue de bas en haut :

### - les couches du Chailley.

Dans la région de Saint-Germain-de-Joux (Jura occidental), elles sont constituées par l'alternance de calcaires compacts et de calcaires dolomitiques en plaques (Enay, 1965). Dans le gisement type, les couches du Chailley sont représentées par des calcaires de type mudstones à wackestones, en bancs de 0,50cm à 0,80cm d'épaisseur, souvent riches en microorganismes et caractérisés par la présence de tubulu-



res et d'algues. Vers le Sud et vers l'Est, les couches du Chailley disparaissent et elles n'existent plus sur notre terrain d'étude.

#### - Les Tidalites de Vouglans.

Il s'agit de laminites algaires oxydées, de calcaires à galets mous, de micrites laminées, de dolomicrites à Characées, de brèches à structures fenestrées et à cailloux noirs.

#### 2.4. LES ASSISES PURBECKIENNES.

Le Pürbeckien du Jura a été étudié par Donze (1958). Nous citerons la conclusion de son travail : "La limite Jurassique-Crétacé se situe au sommet des calcaires à faciès tithonique ; cette limite se trouve en plein Berriasien et ne pourra être qu'une limite paléontologique".

Du point de vue faciologique, par rapport aux Tidalites de Vouglans, dans les Assises pürbeckiennes, les calcaires à cailloux noirs et les dolomies vont devenir prépondérants.

En définitive, la limite Jurassique-Crétacé et les Assises pürbeckiennes posent des problèmes délicats et méritent des études approfondies comme celles effectuées par Bernier (1984) qui pose dans son mémoire la question suivante : "En réalité, où se situe la limite entre les Tidalites de Vouglans et les Assises pürbeckiennes ?".

### CHAPITRE III. STRATIGRAPHIE DES FORMATIONS JURASSIQUE SUPERIEUR ET CRETACE BASAL DU TERRAIN ETUDIE.

Du point de vue tectonique, les coupes stratigraphiques du terrain étudié ont été effectuées sur l'anticlinal du Gros Foug et sur le flanc Est de l'anticlinal du Grand Colombier (Fig. 10).

#### I. LES COUPES STRATIGRAPHIQUES DE L'ANTICLINAL DU GROS FOUG.

##### 1.1. La coupe du flanc Est de l'anticlinal du Gros Foug.

###### 1.1.1. Situation géographique (Fig. 11).

L'anticlinal du Gros Foug a été profondément entaillé par le Fier. La coupe a été levée en rive droite au bord de la route Seyssel - Saint André. La succession lithologique observée plonge vers l'Est - Sud-Est de 20° à 55°. La coupe débute au coeur de l'anticlinal à environ 150m en amont d'un nouveau barrage. Malheureusement quelques affleurements sont recouverts par des dépôts d'éboulis empêchant de bâtir une séquence stratigraphique complète et continue.

###### 1.1.2. Description lithologique de la coupe (Fig. 12, A, B et C).

De bas en haut, cette coupe est constituée par des formations d'âges kimméridgien et portlandien.

###### 1.1.2.1. Les couches à Céphalopodes (Le Kimméridgien inférieur). - "Séquaniens"

La partie inférieure des affleurements correspond à des calcaires de type mudstones, de couleur gris-beige, en bancs relativement épais par rapport à la partie supérieure. Cette dernière est constituée d'une alternance de calcaires de type mudstones de couleur gris et de calcaires plus argileux. L'épaisseur des bancs de calcaires mudstones varie de 10 à 30cm, cependant que les calcaires plus argileux ont moins de 5cm d'épaisseur.

Les ammonites se trouvent surtout dans la partie supérieure.



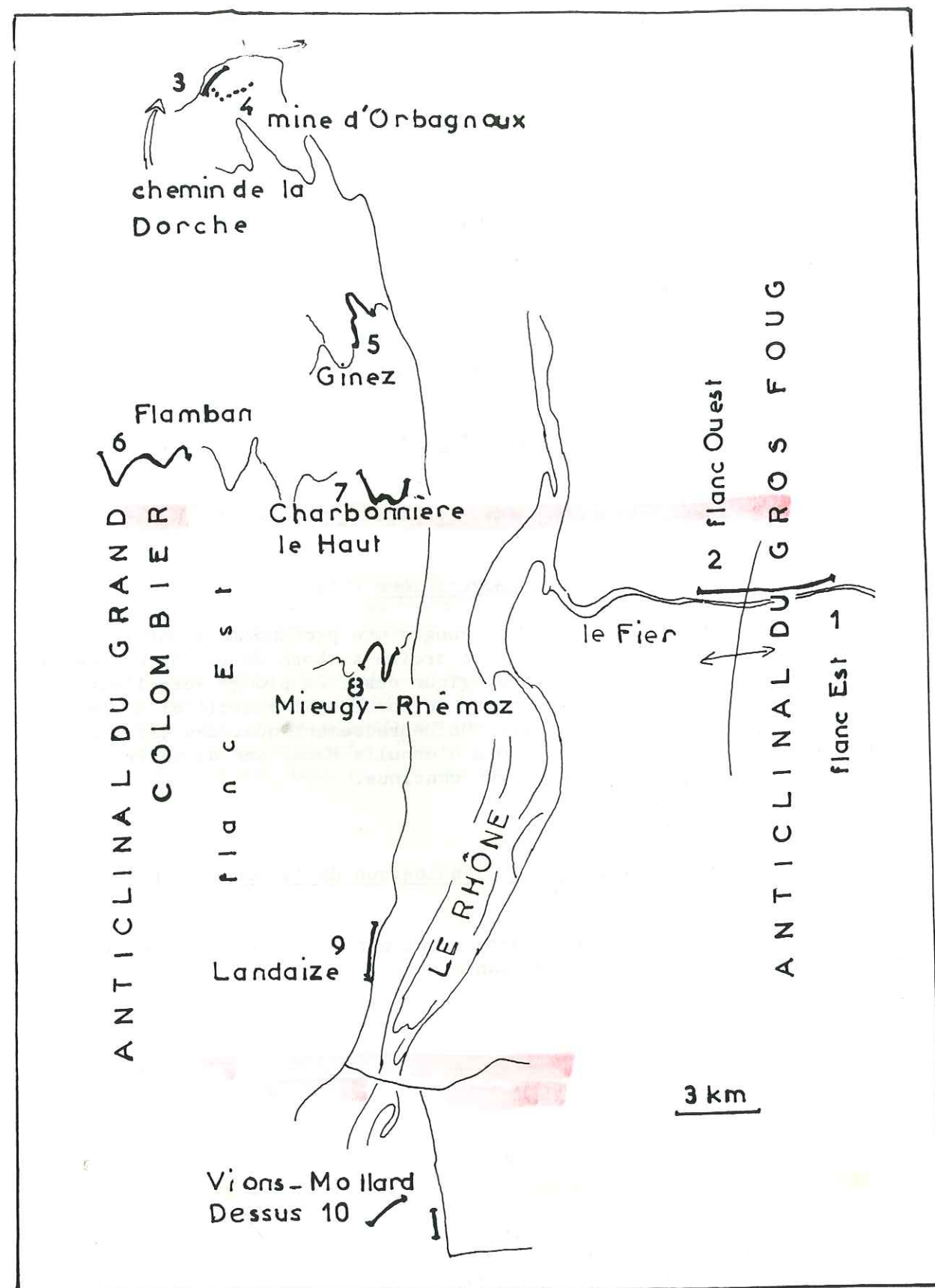


Fig. 10 : Plan de la localisation des coupes stratigraphiques.

AGE	FORMATION	UNITÉ LITHOLOGIQUE	EPAISS-SEUR	ECHAN-TILLON	LITHOLOGIE	DESCRIPTION
K I M E R I D G I E U R	COUCHES A CEPHALOPODES	CALCAIRES MUDSTONES BIEN LITES	20	14	↑	Calcaires wackestones blancs massifs
						Calcaires mudstones blancs en gros bancs
						Calc. mudst, graveleux (rougeâtres) à lithoclastes coralligènes de 10 cm - 30 cm
						Calc. mudst, gris, bien lités, de 10 - 20 cm
						Surfaces ondulées
						Calc. mudstones, gris, bioturbés, à céphalopodes, fract. conchoïdal de 10 - 40 cm
						Alternance de calc. mudstones, gris de 5 - 30 cm avec de calc. argil. moins de 5 cm
						Calcaires mudstones, gris.-beige de 15 - 35 cm.

Fig. 12.A : Coupe stratigraphique de l'anticlinal du Gros Foug (flanc Est)



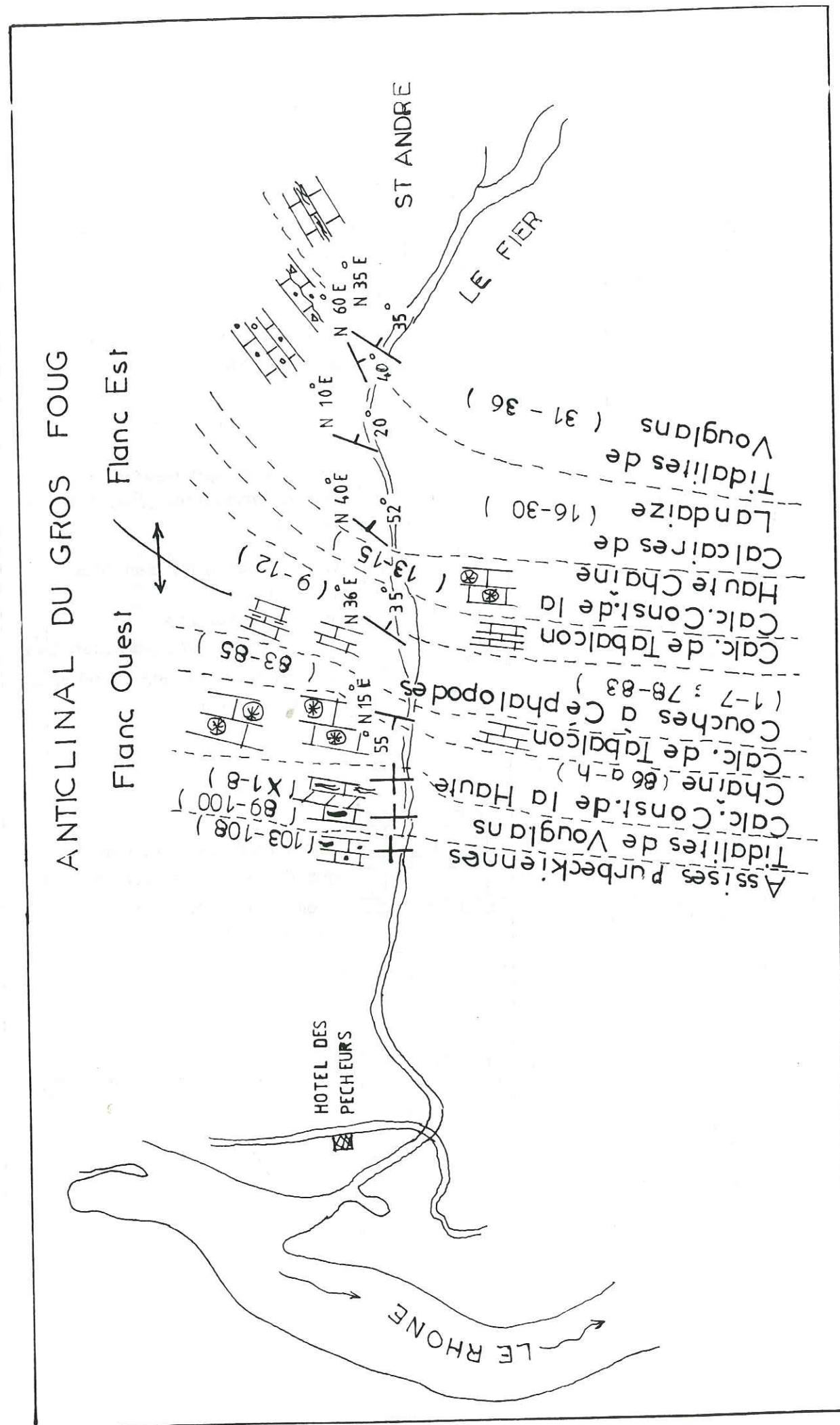


Fig. 11 : La distribution des formations et les numéros d'échantillons des coupes des flancs Est et Ouest de l'anticlinal du Gros Foug.

#### 1.1.2.2. Les calcaires de Tabalcon (le Kimméridgien supérieur). = "Kimméridgien str."

Sur le terrain, la différence principale entre les calcaires de Tabalcon et les couches sous-jacentes est due au fait que les premiers sont en bancs bien lités et d'épaisseur très réglée. Dans notre secteur, les calcaires de Tabalcon sont constitués par des calcaires mudstones de couleur grise, bioburbés et à cassures conchoïdales. Les ammonites sont très rares. Dans la présente coupe, ils se terminent par un banc de calcaires mudstones, graveleux, à lithoclastes coralligènes.

#### 1.1.2.3. Les calcaires construits de la Haute-Chaîne (le Kimméridgien supérieur).

Dans cette coupe, les calcaires construits de la Haute Chaîne sont marqués par des calcaires blancs et massifs. Ils sont souvent inaccessibles le long de la gorge du Fier.

#### 1.1.2.4. Les calcaires de Landaize (le Kimméridgien supérieur).

Les calcaires de Landaize sont, ici, caractérisés par des calcaires grainstones. Le caractère macroscopique (calcaires sablo-graveleux) est très proche de celui de la localité type. L'épaisseur des bancs est très variable, de 20cm à 1,5m. Ces calcaires de Landaize peuvent être séparés en trois unités lithologiques successives :

- la partie inférieure, la moins détritique, est faite de grainstones, de calcaires bounstones biostromaux et de calcaires mudstones ;
- La partie moyenne, apparaît après un hiatus lié aux éboulis ; elle est représentée par des calcaires grainstones ;
- enfin, la partie supérieure est certes constituée par des calcaires grainstones, mais elle contient également du quartz (environ 10%). Cette forte proportion en quartz détritique est caractéristique de la coupe étudiée.







#### 1.1.2.5. Les Tidalites de Vouglans (Le Portlandien).

Les caractéristiques propres aux Tidalites de Vouglans sont mal exprimées dans cette coupe. Ceci est dû probablement à l'oxydation exacerbée. Néanmoins, les cailloux noirs et les laminites ondulées algaires visibles sont des caractères typiques de cette formation.

Ici, elles débutent par des calcaires grainstones de couleur ocre (couleur d'altération) surmontés par des calcaires packstones-grainstones de couleur gris-ocre, à cailloux noirs, en gros bancs épais de 35cm à 1m, en alternance avec des calcaires laminitiques épais de moins de 10cm. La formation se termine par des calcaires mudstones en gros bancs.

#### 1.2. La coupe du flanc ouest de l'anticlinal du Gros Foug.

##### 1.2.1. Historique et situation géographique (Fig. 11).

L'histoire des recherches géologiques sur le flanc ouest de l'anticlinal du Gros Foug a été résumée par Bernier (1984). Il y a plus d'un siècle que ce site fut l'objet de l'intérêt de beaucoup de géologues. Parmi eux, Hirtz (1948, in Bernier, 1984) propose trois unités lithologiques :

- le Kimméridgien inférieur à Céphalopodes ; "Séquanien"
- le Kimméridgien supérieur fait de calcaires récifaux sans stratification à la base, puis de calcaires bien stratifiés parfois oolithiques et souvent dolomitiques au sommet ;
- le Pürbeckien.

Donze (1958) examine en détail, banc à banc, les assises pürbeckiennes. Leur épaisseur de 70m est plus grande qu'ailleurs et sans doute elles incluent une partie des Tidalites de Vouglans (Bernier, 1984). L'interprétation de la genèse de ces couches pour cet auteur peut être expliquée par un grand nombre d'émer-sion et d'immersion.

Enfin, le travail de Bernier (1984) donne une coupe très détaillée allant du Kimméridgien inférieur au Portlandien.

La coupe, levée par nos soins, débute au coeur de l'anticlinal et se poursuit jusqu'aux dépôts pürbeckiens ; elle détaille plus particulièrement les séquences lithostratigraphiques et les variations verticales des divers microfaciès ; elle constitue donc un complément aux travaux antérieurs. Dans cette coupe se distinguent cinq formations :

- les calcaires à Céphalopodes (Kimméridgien inférieur) ; "Séquanien"
- les calcaires de Tabalcon (Kimméridgien supérieur) ;
- les calcaires construits de la Haute-Chaine (Kimméridgien supérieur) ;
- les Tidalites de Vouglans (Portlandien) ;
- les Assises pürbeckiennes (Berriasien).

#### 1.2.2. Description de la coupe (Fig. 13. A,B,C).

##### 1.2.2.1. Les calcaires à Céphalopodes (Kimméridgien inférieur). "Séquanien"

Ils sont constitués par une alternance des calcaires mudstones de couleur grise, à stylolites, en bancs de 15cm à 1m d'épaisseur et de calcaires plus argileux de couleur noire. Les derniers horizons sont faits de petits bancs épais de moins de 5cm.

##### 1.2.2.2. Les calcaires de Tabalcon. (Kimméridgien supérieur) (Berriasien)

A la différence de ceux du flanc Est de l'anticlinal du Gros Foug, les calcaires de Tabalcon ici sont représentés par des calcaires mudstones-wackestones de couleur grise, à stylolites et en gros bancs. L'épaisseur des bancs peut atteindre 1m.

##### 1.2.2.3. Les calcaires construits de la Haute-Chaine. (Kimméridgien) Virgubien

Il s'agit de calcaires massifs très caractéristiques sans stratification, de couleur blanche et formant falaise. Il s'agit de calcaires boundstones biohermaux. Sur le terrain, nous avons remarqué que la base de la masse biohermale avait une forme convexe.

Au microscope, les coraux dominant. La structure en encroûtements et la texture pseudo-bréchique témoignent de l'origine in situ du dépôt des éléments figurés. A ces fossiles sont associés des grainstones oolithiques tout à fait caractéristiques d'un milieu agité de barrière récifale. D'un autre côté on observe, par suite de la micritisation, de la sparitisation et de la dissolution, une destruction partielle de la texture des organismes coralliens.







AGE	FOR - MATIO	UNITÉ LITHO- LOGIQUE	EPAIS- SEUR	ECHAN- TILLON	LITHOLOGIE	DESCRIPTION
P O R T L A N D I E N	n 1b	ALT. SILT- BITUM. CALC PAC- KSTONES	3 → 10	116	↑	Alt. de silts ligniteux, de 3 cm - 10 cm avec des calcaires packst. de 5 - 15 cm.
				115	↑	
				113	↑	
				111	↑	Calcaires grainstones blancs, surfaces ondulées.
				109	apc ↑	
				108	↑	Calcaires grainstones graveleux, beige-blanchâtre de 20-80 cm.
				107	↑	
				106	↑	
				105	↑	
				104	←	Calc. dol. à cailloux noirs. Calc. mudstones et calc. plus argileux de 10 - 40 cm, intercalés par des calc. grainstones.
				103	↑	
				3	↑	
				y 2	↑	Calc. laminitiques, ondulés, dolomitiques avec des cailloux noirs et beiges, et surfaces ondulées à stylolites, et mudstones à structures fenêtrées.
				x 8	↑	
				x 7	↑	
				6	↑	
				5	↑	
				x 4	↑	Alternance de calc. laminitiques ondulés - dispersés, verts, parfois à cailloux noirs et dolomitiques avec calc. mudstones, beiges, parfois bioturbés, et calcaires, grainstones - oolithiques, blancs.
				3	↑	
				2	↑	
				1	↑	
				0	↑	
				100	b,c ↑	
				a	↑	
				18	c ↑	Calc. dolomitiques à cailloux noirs, lam. dispersés.
				99	a ↑	
					b ↑	
					c ↑	

Fig. 13.C : Coupe stratigraphique de l'anticlinal du Gros Foug (flanc Ouest).

#### 1.2.2.4. Les Tidalites de Vouglans. PORTLANDIEN

Sur le flanc ouest du Gros Foug, les Tidalites de Vouglans reposent directement sur les calcaires construits de la Haute-Chaîne, les calcaires de Landaize ne se développent donc pas ici.

Sur le terrain, la différence entre les Tidalites de Vouglans et les couches construites sous-jacentes est incontestable. Ces Tidalites se caractérisent par les surfaces ondulées de laminites de type algaire, les cailloux noirs, les galets mous et par la couleur gris-verdâtre des calcaires à grains fins. Au microscope polarisant, les calcaires à grains fins correspondent à des micrites ou à des micrites à bioclastes. Ils sont souvent dolomitisés. Dans cette formation s'intercalent plusieurs bancs de calcaires sableux et parfois graveleux. La dolomitisation peut également affecter ces derniers.

Sur cette coupe, les Tidalites de Vouglans peuvent être séparées en trois parties :

- La partie inférieure des Tidalites de Vouglans est représentée par une alternance de calcaires laminitiques ondulés de couleur verte à galets mous et de calcaires packstones-grainstones souvent dolomitiques de couleur beige et parfois bioturbés. Quelques gros bancs oolithiques blancs s'intercalent dans cette série. Les calcaires grainstones légèrement dolomitisés, de couleur grise et à stylolites, marquent la fin de cette partie inférieure. L'épaisseur des bancs est très variable, entre 15cm et 1m.

- La partie moyenne faite de bancs plus réguliers. Plus précisément, elle consiste en des calcaires mudstones de couleur beige, parfois bioturbés et en des calcaires grainstones oolithiques blancs. Des calcaires laminitiques algaires, ondulés, de couleur verte et à cailloux noirs, s'intercalent dans cette série.

- La partie supérieure est marquée par plusieurs bancs de calcaires mudstones et une série de calcaires laminitiques. Ces derniers sont de couleur verte, à structures laminitiques de type algaire souvent de forme ondulée et contenant de nombreux cailloux noirs et des galets mous.

#### 1.2.2.5. Les Assises pürbeckiennes.

Macroscopiquement, la limite entre les Tidalites de Vouglans et les Assises pürbeckiennes est difficile à établir, notamment sur une seule coupe. Leurs caractères lithologiques sont, en effet et en général, très proches les uns des autres. Grâce à l'examen pétrographique et à l'étude des microfaciès étudiés de façon continue pour toute la séquence, la limite entre ces deux formations pourrait se situer au niveau des termes de transition entre les calcaires dolomitiques



à cailloux noirs et les calcaires grainstones. En effet, vers le haut, les laminites algaires disparaissent progressivement et les cailloux noirs diminuent brutalement. Sur cette coupe, les Assises pürbeckiennes se terminent par des calcaires grainstones grossiers à lentilles sablo-graveleuses possédant des stratifications obliques sur de très grandes surfaces ondulées, caractéristiques d'un dépôt chenalisé.

## 2. CORRELATION STRATIGRAPHIQUE DES FLANCS EST ET OUEST DE L'ANTICLINAL DU GROS FOUG (Fig. 14).

La corrélation lithostratigraphique entre les deux flancs de l'anticlinal du Gros Foug a été faite en prenant comme niveau repère la base des Tidalites de Vouglans (Fig. 14). De cette corrélation, apparaît nettement le passage du faciès, d'Ouest en Est, dans les dépôts Kimméridgien supérieur-Portlandien.

Les bancs des calcaires de Tabalcon s'amenuisent et deviennent très réguliers vers l'Est, mais l'épaisseur totale ne varie guère (15m à l'Ouest et 12m à l'Est). D'un autre côté, la morphologie biohermale des calcaires construits de la Haute-Chaine est très marquée sur le flanc ouest, là où les calcaires de Landaize ne se développent pas, par contre, sur le flanc Est ces derniers sont assez épais et détritiques (10% de quartz). Globalement donc, le passage d'un dépôt de barrière récifale lié à un milieu agité au dépôt calme des Tidalites est plus net et rapide sur le flanc Ouest que sur le flanc Est. Enfin, sur le flanc Ouest, les Tidalites de Vouglans sont représentées par des séquences mudstones-grainstones souvent dolomitisées alors qu'à l'Est il n'y a aucune dolomitisation.

## 3. LES COUPES STRATIGRAPHIQUES DU FLANC EST DE L'ANTICLINAL DU GRAND COLOMBIER.

### 3.1. ESQUISSE STRATIGRAPHIQUE DE LA MINE D'ORBAGNOUX.

#### 3.1.1. Situation géographique (Fig. 10 et 15).

La mine de schistes d'Orbagnoux existe depuis l'"entre deux guerres". Elle se situe environ 2 km à l'Ouest du village d'Orbagnoux, en rive droite du ravin de la Dorche. Elle consiste en quatre galeries principales. La galerie de la Dorche d'une longueur de près de 1 km et "la galerie d'accumulation des cailloux" de longueur beaucoup plus courte sont pratiquement parallèles aux directions des couches (S 40°E) ; elles sont donc presque horizontales. Une autre galerie plongeant dans la direction du pendage, descend pratiquement dans le même banc en connectant les deux galeries précédentes. Enfin, la galerie horizontale

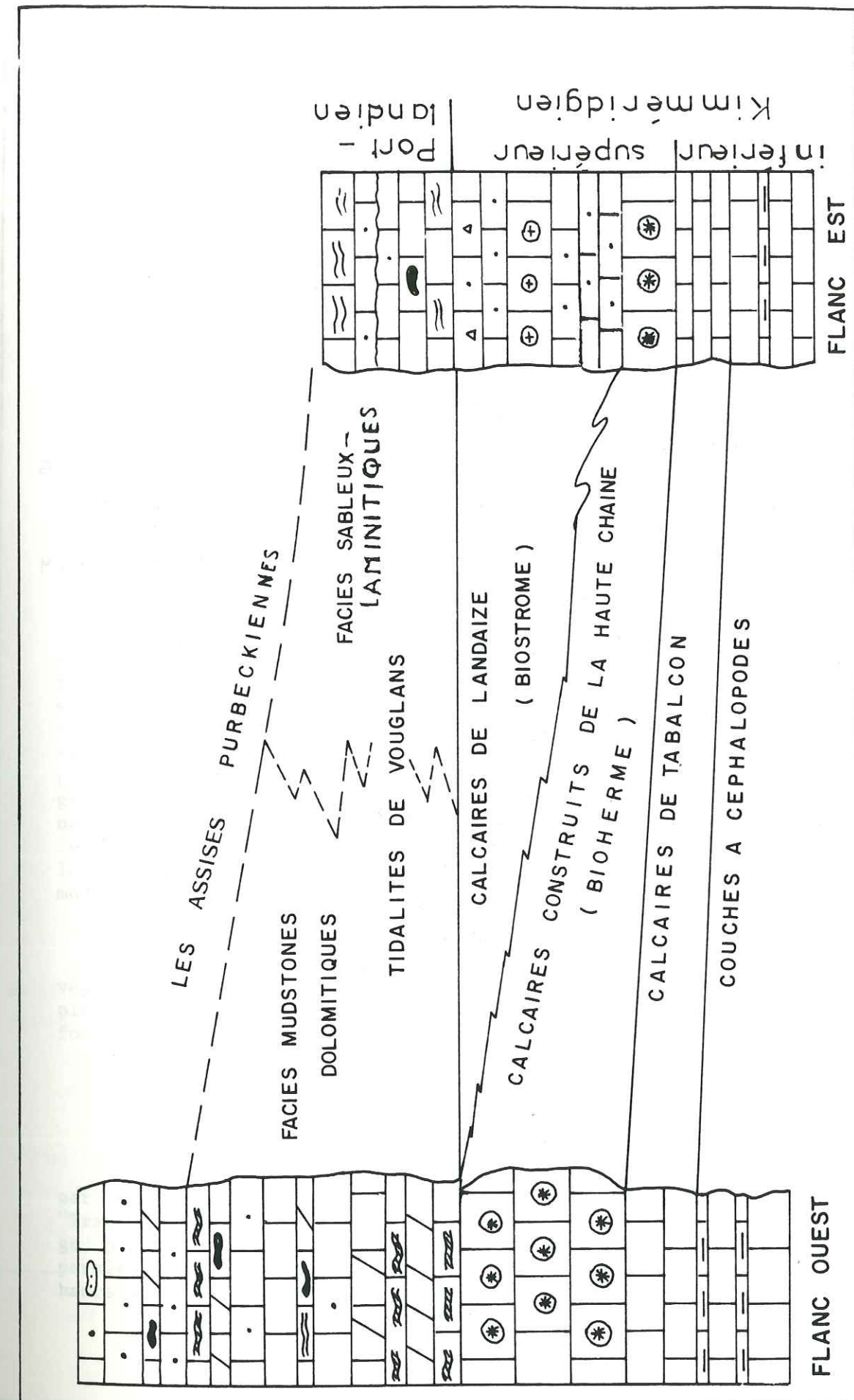


Fig. 14 : Corrélation lithostratigraphique entre le flanc Est et le flanc Ouest de l'anticlinal du Gros Foug.



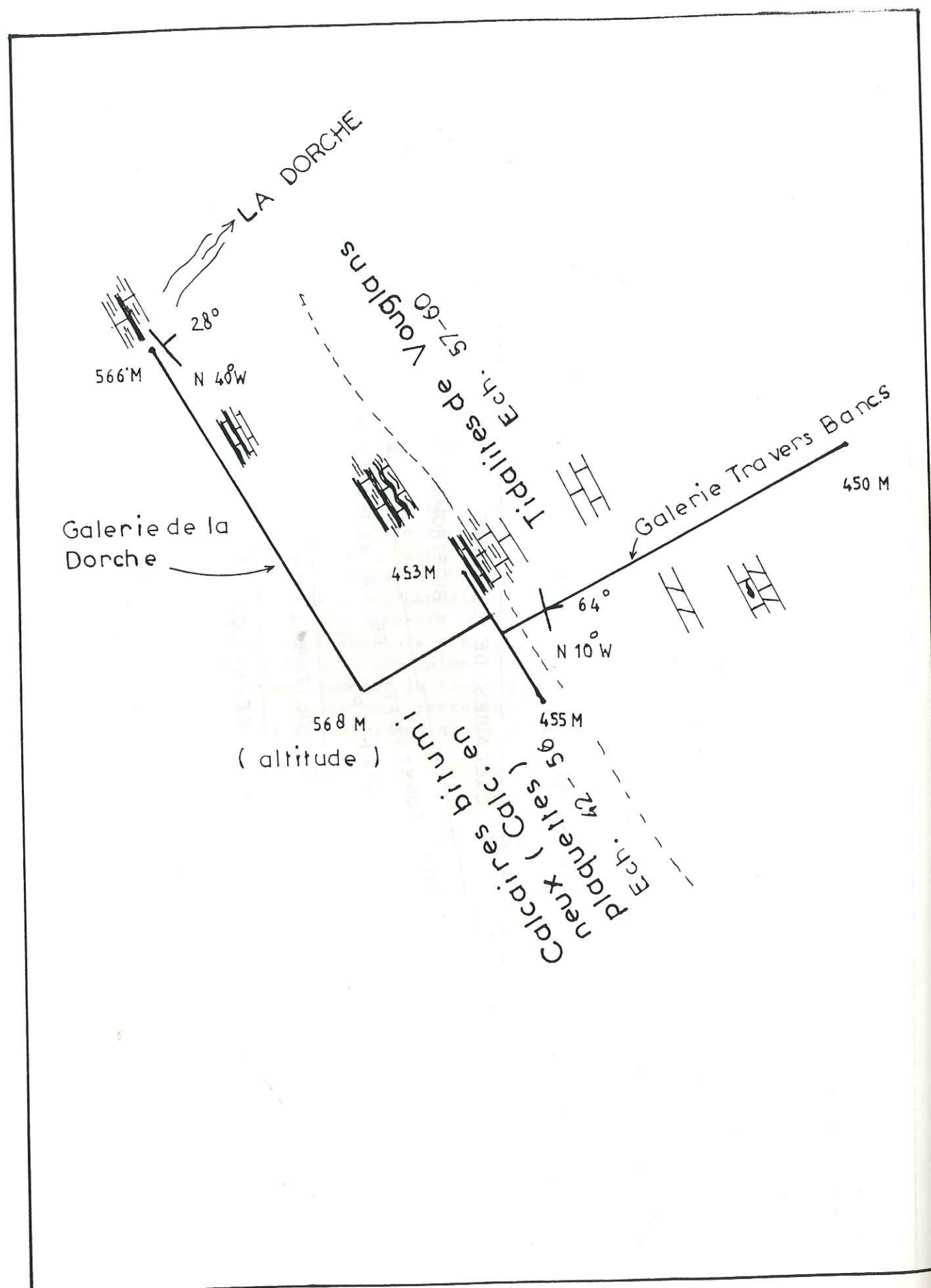


Fig. 15 : La mine d'Orbagnoux avec les galeries schématisées, les limites de formations et les numéros d'échantillons.

dite de "Travers Bancs" est de direction N 45°E et d'une longueur d'environ 900m. Cette galerie traverse surtout les couches d'âge Portlandien.

### 3.1.2. Description de la coupe (Fig. 16).

#### 3.1.2.1. Calcaires laminitiques bitumineux.

La coupe de la mine d'Orbagnoux débute par des calcaires laminitiques bitumineux d'âge Kimméridgien supérieur et se termine par des calcaires mudstones dolomitiques d'âge Portlandien.

Deux coupes des calcaires laminitiques ont été levées sur les deux galeries parallèles à la direction des couches, et une autre coupe a été réalisée à l'entrée de la mine.

Cette formation d'âge Kimméridgien supérieur est représentée par une alternance de calcaires laminitiques millimétriques bitumineux et de calcaires mudstones souvent à laminations très vagues et dispersées. Les laminations dans les calcaires bitumineux sont constituées par des lamines sombres d'origines algaires contenant des matières organiques (voire l'étude de la matière organique) et des lamines plus claires constituées par des micrites. Des fragments des tapis algaires se dispersent dans des calcaires mudstones à structures de lamination très vagues. Quelques laminites ondulées se trouvent dans la "galerie d'accumulation des cailloux". L'épaisseur des bancs de la partie laminitique varie entre 20cm et 30cm, tandis que celle des calcaires mudstones peut atteindre 50cm.

Nous avons observé la trace d'une feuille d'un végétal supérieur dans une laminite sombre et quelques foraminifères planctoniques. Les mineurs ont découverts, par ailleurs, de nombreux fossiles, dont des poissons et des crustacés.

#### 3.1.2.2. Les Tidalites de Vouglans.

Dans cette coupe, le Portlandien est représenté par les Tidalites de Vouglans. Cette formation affleure dans la galerie "Travers Bancs" et correspond à des calcaires mudstones de couleur beige, parfois à cailloux noirs et à des calcaires mudstones à lamines dispersées, moins claires, non bitumineuses, souvent dolomitiques. Des bancs de dolomies s'intercalent quelquefois dans cette série.







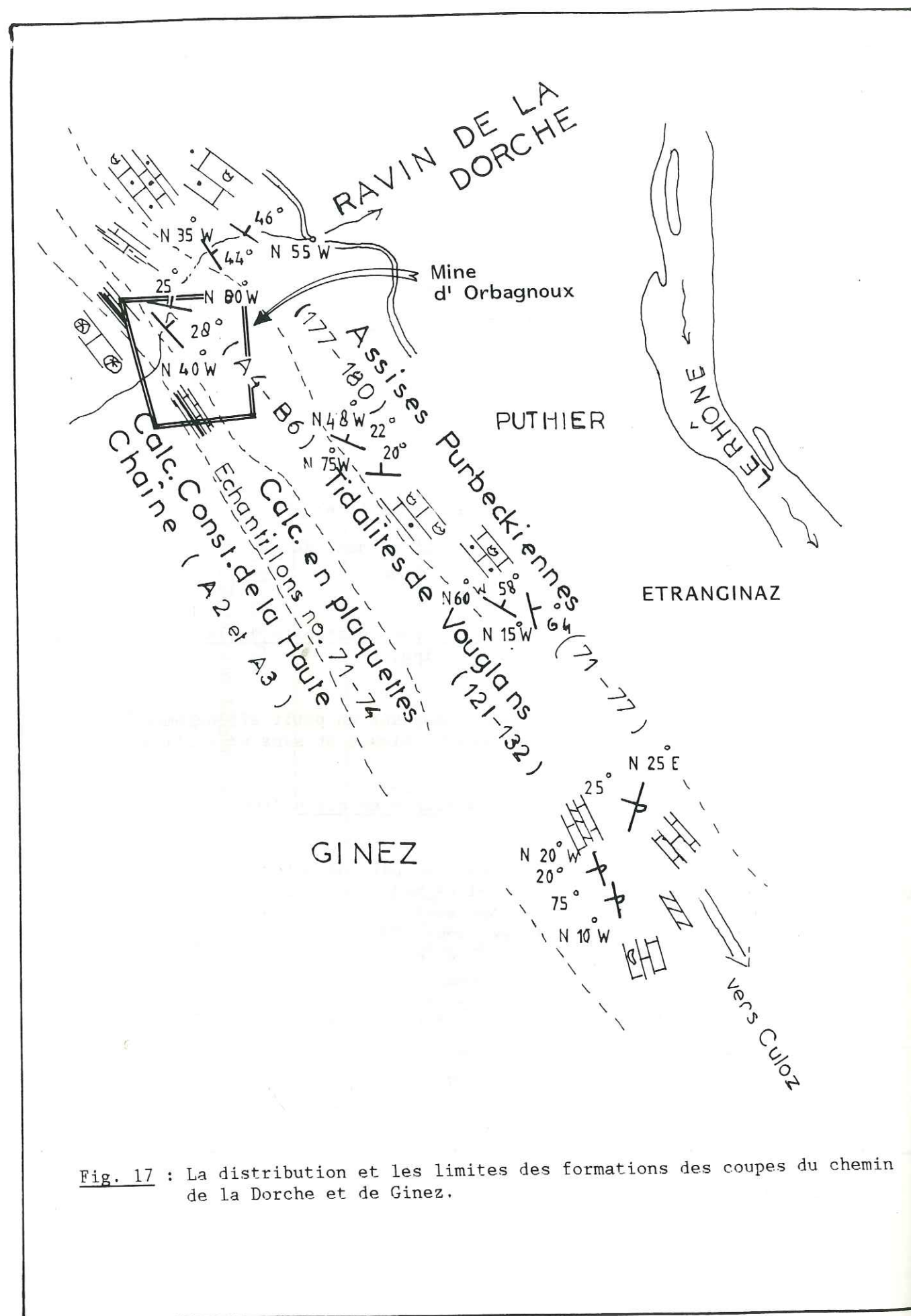


Fig. 17 : La distribution et les limites des formations des coupes du chemin de la Dorche et de Ginez.

âge	formation	unité lithol.	épais.	échantillon	lithologie	description
CRETACE	Assises Purbeckiennes	calcaires grainstones	6	177	↑	CALCAIRES GRAINSTONES BIO-STROMAUX, BLANCS, EN GROS BANCS, EPAIS DE 40 CM A 1,25 M
				178	↑	
				179	↑	
				180	↑	
PORTLANDIEN	Tidalites de Vouglans	calcaires wackestones	0,5	A 6	↑	ALT. DE CALC. PACKSTONES DE 50 CM A 90 CM ET DE CALC. WACKSTONES DE 5 CM A 10 CM. BIOTURBATIONS.
				A 5	↑	
				A 4	↑	
				176	↑	ALT. DE CALC. WACKESTONES DE 5 CM A 15 CM ET DE CALC. MUDSTONES LAMINITIQUES MOINS DE 5 CM.
				175	↑	
				174	↑	
				173	↑	
				172	↑	CALC. WACKESTONES A STRUCTURES LAMINITIQUES ET A BIRD'S-EYES.
				A 1	↑	
				A 2	↑	CALC. BOUNDSTONES BIOHERMAUX, BLANCS.
				A 3	↑	
KIMMERIDGIEN SUPERIEUR	Calc. Construits de la Haute Chaine	calc. bounstones biohermaux	5	30		
	Calc. en plaquettes	calcaires laminitiques	4			

Fig. 18 : Coupe stratigraphique du chemin de la Dorche.



âge	formation	unité lithol.	épais.	échantillon	lithologie	description
P O R T L A N D I E N	T I D A L I T E S D E V O U G L A N S	calc. wackestones et calc. packst.	40	71		CALC. MUDST. A BIRD'S-EYES, A FRACTURES CONCHOIDALES DE 20 CM A 35 CM.
				72		
				73		CALC. GRAINST. A CAILLOUX NOIRS
				74		
				75		CALC. WACKST. BRUNS DE 20 CM A 60 CM.
		calc. lamin. à galets mous et calc. dolom.	15	76		
				77		CALC. DOL. A LAMIN. ALGAIRES.
				132		CALC. DOLOMITIQUES BEIGES.
				131	A	CALC. MUDST. - WACKST. BEIGES, PARFOIS DOLOMITIQUES DE 15 CM A 60 CM.
				130	B	
				129		RIDE D'OSCILLATION ET LAMINITES DISPERSÉES.
				128		
				127		CALC. MUDST. GRAV. BIOTURBÉS.
				126		CALC. LAM. ONDULES GRAVELEUX EPAIS DE 2 CM A 5 CM.
				125		
		calc. wackestones dolomitiques	11	124		BANC DE DOLOMIE DE 1 M.
				123		CALC. DOL. A LAMIN. RAPPROCHÉES
				122		CALC. MUDSTONES, PACK-STONES, LAMIN. BIOTURBÉS.
				121		CALC. GRAINST. A STYLOLITES

Fig. 19 : Coupe stratigraphique de Ginez.

### 3.2.2.4. Les Assises pürbeckiennes.

Du fait de la dureté et de la résistance à l'érosion, les Assises pürbeckiennes ont une topographie plus accentuée que celle des Tidalites de Vouglans sous-jacentes. Traversée par plusieurs ravines se dirigeant vers le Rhône, les Assises pürbeckiennes du flanc Est de l'anticlinal du Grand Colombier constituent des falaises très visibles de la route Seyssel-Culoz. Ce sont des calcaires grainstones grossiers, souvent graveleux, à lithoclastes coralligènes. Les bancs sont épais de 40cm à 1,25m.

### 3.3. La coupe de Ginez.

#### 3.3.1. Situation géographique (Fig. 10 et 19).

Elle a été levée environ 2 km au NW de la commune de Corbonod, au troisième virage de la route dominant le village de Ginez. Dans cette coupe n'affleure qu'une seule formation : les Tidalites de Vouglans. Par suite d'un déversement local du flanc Est du Grand Colombier, les couches en série inverse plongent au Nord-Ouest.

#### 3.3.2. Description de la coupe (Fig. 19).

Les Tidalites de Vouglans sont séparables ici en deux groupes de faciès :

- La partie inférieure correspond à des calcaires mudstones-packstones, à fractures conchoïdales, de couleur gris brun foncé, en bancs réguliers (20cm et 30cm).

- La partie supérieure qui débute par un banc relativement mince de dolomie à lamination algaire, est plus épaisse que la précédente. Elle est caractérisée par des calcaires mudstones-wackestones dolomitiques.

On remarque ces bioturbations dans plusieurs bancs de calcaires mudstones qui possèdent également des stylolites. Quelques uns de ces bancs renferment de plus des galets mous à composants micritiques et à structure ondulée.



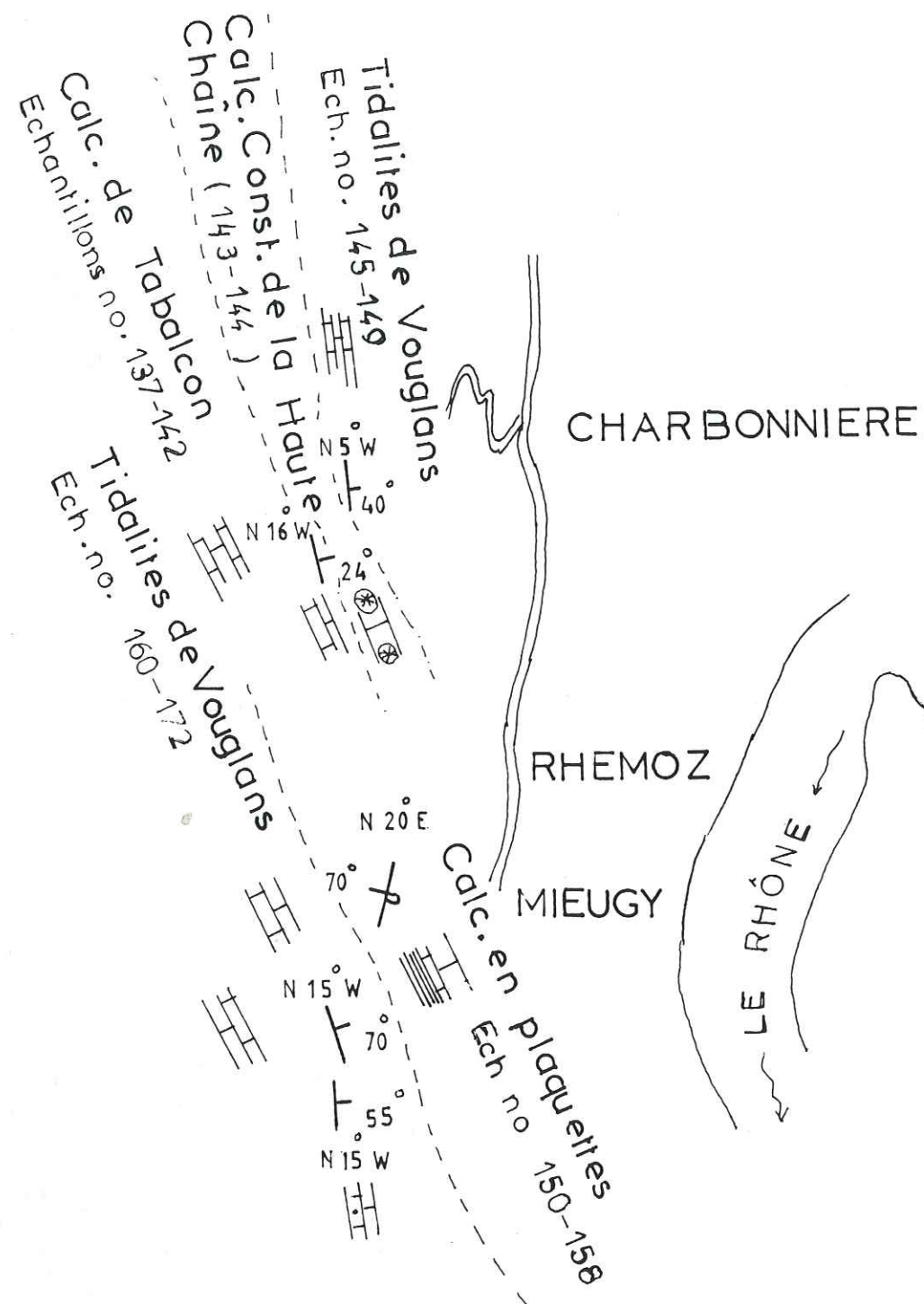


Fig. 20 : La distribution des formations et les numéros d'échantillons des coupes de Charbonnière le Haut et de Mieuzy-Rhémaz.

### 3.4. La coupe de Charbonnière-le-Haut (Fig. 20).

#### 3.4.1. Situation géographique (Fig. 10).

Elle se situe à environ 1 km à l'Ouest du village de Charbonnière sur le chemin montant au village abandonné de Montvernier. Trois formations ont été distinguées, plongeant vers l'Est avec des déversements de détail :

- les calcaires de Tabalcon ;
- les calcaires construits de la Haute-Chaîne ;
- les Tidalites de Vouglans.

#### 3.4.2. Description de la coupe (Fig. 20 et 21).

##### 3.4.2.1. Les calcaires de Tabalcon.

Dans ce secteur, comme dans celui du flanc Est de l'anticlinal du Gros Foug, les calcaires de Tabalcon se caractérisent par des calcaires wackestones et mudstones bien lités, de type "calcaires en plaquettes" sensu stricto.

Plus précisément, on peut distinguer :

- Une partie inférieure correspondant à des calcaires laminitiques de couleur beige où s'intercalent des calcaires wackestones. L'épaisseur des bancs est de l'ordre de 5cm à 20cm.
- La partie supérieure faite de calcaires wackstones-packstones, blancs à coraux. Les bancs sont épais de 10cm à 20cm.

##### 3.4.2.2. Les calcaires construits de la Haute-Chaîne.

Comme ailleurs, les calcaires construits de la Haute-Chaîne sont constitués par des calcaires boundstones blancs. Leur caractère massif est évident et ils peuvent être facilement distingués des calcaires plus tendres les encadrant. Néanmoins, par rapport au flanc ouest de l'anticlinal du Gros Foug, ces calcaires construits sont fortement réduits en épaisseur. La formation des calcaires de Landaize n'est pas séparée explicitement ici.



âge	formation	unité lithol.	épais.	échantillon	lithologie	description
PORTLANDIEN	Tidalites de Vouglans	calc. mudstones	10	149		
KIMMERIDGIEN SUPERIEUR	Calc. Construits de la Haute Chaîne	calc. boundstones (biohermes)	8	148		CALCAIRES MUDSTONES, BEIGES, BIEN LITÉS, ÉPAISSEUR DES BANCs DE 20 CM A 30 CM.
				147		
				146		
				145		
				144		
				143		
	Calc. Tabalcon	calc. laminitiques et calc. mudstones	5	142		CALC. WACKESTONES - PACKSTONE, BLANCS, A CORAUX, DE 10 CM A 20 CM.
				141		
				140		
				139		
				138		
				137		

Fig. 21 : Coupe stratigraphique de Charbonnière le Haut.

### 3.4.2.3. Les Tidalites de Vouglans.

Elles sont représentées par des calcaires mudstones-wackestones, bien lités, intercalés de calcaires packstones ; les bancs sont épais de 5cm à 15cm. Cette coupe se termine par un banc de calcaires boundstones biostromaux, blancs, massifs.

### 3.5. La coupe de Mieugy-Rhemoz.

#### 3.5.1. Situation géographique et tectonique (Fig. 10 et 22).

Géographiquement cette coupe se situe à environ 3km au Sud-Ouest de Seyssel, à l'Ouest des villages de Mieugy et Rhémoz, sur un chemin allant en direction de Moiret. Le déversement tectonique vu à Ginez, se poursuit dans ce secteur.

La succession lithologique, à l'amont ouest, plonge en position normale vers le Nord-Est (70°), tandis qu'à l'aval Est, elle est en position inverse avec un pendage inférieur au précédent.

#### 3.5.2. Description de la coupe (Fig. 22).

Deux formations ont été distinguées:

- les calcaires en plaquettes ;
- les Tidalites de Vouglans.

#### 3.5.2.1. Les calcaires en plaquettes.

Les affleurements de cette coupe débutent par l'alternance de calcaires laminitiques millimétriques de forme souvent ondulée et de calcaires wackestones-packstones. Ces derniers sont en bancs épais de 3cm à 10cm. Vers la partie sommitale, les bancs deviennent plus grossiers et plus sableux (épaisseur de 10cm à 30cm). Au microscope polarisant, nous remarquons des foraminifères benthiques et des fragments de coraux sous forme de faciès biomicrite et micrite à bioclastes. Nous pouvons noter également que la couleur beige et claire des calcaires laminitiques est une couleur oxydée comme ailleurs. Ainsi à la différence des calcaires bitumineux de la mine d'Orbagnoux, les calcaires laminitiques sont très pauvres en matière organique (voir partie étude de la matière organique).



AGE	for- mation	unité lithol.	épais- s.	échan- tillon	lithologie	description
P O R T L A N D I E N	Tidalites de Vouglans	calcaires mudstones - packstones	38	172		CALCAIRES WACKS. BIOTURBÉS
				171		
KIMMERIDGIEN SUP.	calc. en plaquettes	calc. pack.	12	170		
				169		
				168		CALC. PACKST. DOLOMITIQUES A STYLOLITES ET CALCAIRES WACKESTONES.
				167		
				166		CALCAIRES GRAINSTONES EN GROS BANCS A CORAUX.
				165		
				164		ALT. ENTRE DES CALC. MUDS - TONES ET CALC. WACKESTONES DE 10CM A 30CM.
				163		FOSSILES: CORAUX ET MOLLUSQ
				162		
				161		
				160		CALC. MUDSTONES BEIGE-GRIS - ATRES, DE 20CM A 30 CM.
				159		
				158		CALC. LAM. FAIBLE <sup>T</sup> DOLOMITISÉS
				157		
				156		CALC. WACKESTONES-PACKSTONES, BEIGES, DE 10 CM A 30 CM, A CORAUX ET FORAM. BENTHIQUES.
				155		
				150		CALC. PACKST. LAMINITIQUES.
				151		
				152		ALT. DES CALC. LAMINITIQUES ALGAIRES MILLIMÉTRIQUES ET DE CALC. MUDSTONES DE 3CM A 10 CM.
				153		
				154		

Fig. 22 : Coupe stratigraphique de Mieugy-Rhémoz.

### 3.5.2.2. Les Tidalites de Vouglans.

La séquence des Tidalites de Vouglans est constituée surtout par des mudstones en bancs d'épaisseur de 10cm à 30cm. Quelques bancs de calcaires wackstones s'intercalent dans cette série. La dolomitisation dans ce secteur est beaucoup moins forte qu'à la mine d'Orbagnoux ou à la Cluse du Fier.

### 3.6. La coupe de Flamban.

#### 3.6.1. Situation géographique (Fig. 10 et 23).

Cette coupe débute dans l'axe de l'anticlinal du Grand Colombier, sur la route goudronnée qui passe au col de la Biche, à environ 12km à l'Ouest du village de Ginez. Le but principal de la coupe est de connaître la nature et la distribution horizontale vers le Sud des calcaires bitumineux de la mine d'Orbagnoux.

Les couches plongent vers l'Est - Sud-Est de 30° à 38°.

#### 3.6.2. Description de la coupe (Fig. 24 A,B et C).

En dehors de la coupe du flanc ouest de l'anticlinal du Gros Foug, la coupe de Flamban constitue la série stratigraphique la plus complète vers le bas et la plus complète dans le détail. De bas en haut, elle comprend les sept unités lithologiques suivantes :

- alternance des calcaires mudstones et de calcaires plus argileux (Oxfordien supérieur) ;
- alternance des calcaires mudstones et de marnes (Kimméridgien inférieur : couches à Céphalopodes) ;
- calcaires mudstones et calcaires laminitiques (Kimméridgien supérieur : calcaires de Tabalcon) ;
- calcaires wackstones-mudstones (Kimméridgien supérieur : calcaires de Prapont) ;
- calcaires construits de la Haute-Chaine (Kimméridgien supérieur) ;
- calcaires en plaquettes (Kimméridgien supérieur) ;
- calcaires de Landaize (Kimméridgien supérieur).

La coupe s'arrête au niveau des Tidalites de Vouglans du fait de la présence de nombreux placages d'éboulis. Déjà, pour les calcaires de Landaize sous-jacents les affleurements sont discontinus.



## ANTICLINAL DU GRAND COLOMBIER Flanc Est

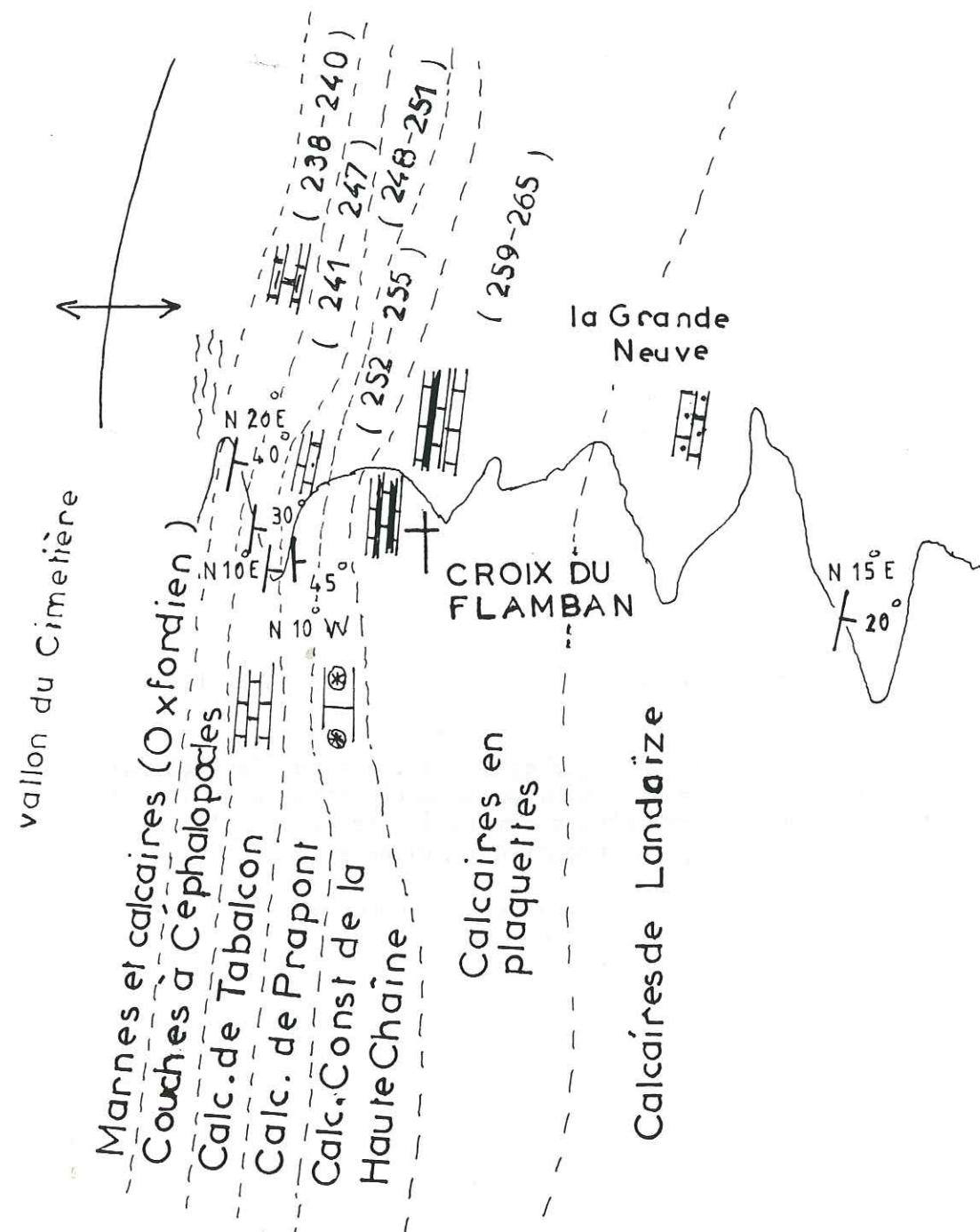


Fig. 23 : La distribution des formations et les numéros d'échantillons de la coupe de Flamban.

### 3.6.2.1. Les calcaires de l'Oxfordien supérieur.

Ces calcaires affleurent juste au-dessus de la Vallée du Cimetière. Cette vallée est occupée par des marnes sous-jacentes d'âge également Oxfordien supérieur.

L'épaisseur totale ne dépasse pas 12m. Il s'agit d'une alternance de calcaires mudstones de couleur grise, épais en moyenne de 25cm et de calcaires plus argileux en bancs plus petits. La cassure conchoïdale et la texture à grains fins sont des caractères macroscopiques de cette unité lithologique.

### 3.6.2.2. Les couches à Céphalopodes (Kimméridgien inférieur).

On a à faire à des calcaires mudstones à cassure conchoïdale alternant avec des lits de marnes de moins de 10cm d'épaisseur.

### 3.6.2.3. Les calcaires de Talbacon (Kimméridgien supérieur).

Les calcaires de Talbacon de cette coupe comprennent deux parties :

- La partie inférieure est constituée par des calcaires wackestones en bancs réguliers (30cm en moyenne), tandis que la partie supérieure se caractérise par une alternance de calcaires mudstones-wackestones (bancs épais de 10cm à 30cm) et de calcaires laminaires. L'épaisseur totale des calcaires de Talbacon dans cette coupe est d'environ 13m.

### 3.6.2.4. Les couches de Prapont (Kimméridgien supérieur).

Dans cette coupe, le passage entre le Kimméridgien inférieur et le Kimméridgien supérieur est marqué par une faille. La nature lithologique de part et d'autre de cette cassure est différente. La base est constituée principalement par des calcaires mudstones, tandis que le sommet se caractérise par une série de mudstones intercalées par plusieurs bancs de wackestones. Les couches de Prapont sont en bancs très réguliers de 10cm à 20cm d'épaisseur. Ils ont une puissance de 15m.







âge	formation	unité lithol.	épais.	éch. fillon	lithologie	description
Portlandien						
		ca. packst.	3	269 268		ALT. DES CALC. PACKSTONES DE 15 CM A 30 CM ET DES CALC. LAMINITIQUES CLAIRS EN BANCs DÉCIMÉTRIQUES.
			?			
		calcaires grainstones	3	267 266		CALCAIRES GRAINSTONES EN GROS BANCs PLUS DE 40 CM D'ÉPAISSEUR.
			?			
			2	265 264		
		alt. des calc. laminit. et des calc. mudstones	30			CALCAIRES LAMINITIQUES CLAIRS, BANCs DÉCIMÉTRIQUES ET CALCAIRES WACKESTONES.
			3	263		
			25	262		
			5	261 260 259		CALCAIRES LAMINITIQUES EN BANCs MILLIMÉTRIQUES.
Kimmeridgien Supérieur	Calcaires en plaquettes					

Fig. 24.C : Coupe stratigraphique de Flamban.

### 3.6.2.5. Les calcaires construits de la Haute-Chaine (Kimmeridgien supérieur).

Les calcaires construits de la Haute-Chaine débute par banc de calcaires packstones à Mollusques. Ce banc de 20cm d'épaisseur correspond à des calcaires biostromaux. Il contient des bioclastes brisés, appartenant à des organismes benthiques en gravilles.

Au-dessus viennent des calcaires biohermaux de couleur blanche, non stratifiés. Ils ont subi une recristallisation qui a détruit une grande partie des éléments figurés.

Les calcaires construits de la Haute-Chaine dans cette coupe se terminent par des calcaires wackstones à Mollusques en bancs épais d'environ 25cm.

### 3.6.2.6. "Les calcaires en plaquettes" (Kimmeridgien supérieur).

Connaître la nature pétrographique des calcaires en plaquettes afin de les comparer aux calcaires bitumineux de la mine d'Orbagnoux est le but principal de cette coupe. Tectoniquement ils possèdent la même direction des bancs et correspondent donc au même niveau stratigraphique. Néanmoins, les affleurements ne sont pas continus par suite de dépôts d'éboulis. Il s'agit de calcaires laminitiques millimétriques, alternant avec des calcaires wackstones de couleur gris-blancâtre en bancs d'épaisseur de 10 à 15cm. La fréquence d'alternance de ces derniers diminue vers la partie sommitale.

Si les calcaires bitumineux de la mine d'Orbagnoux sont riches en matière organique (voir chapitre étude de la matière organique) celle-ci ne reste qu'à l'état de traces dans les calcaires en plaquettes méridionaux.

### 3.6.2.7. Les calcaires de Landaize (Kimmeridgien supérieur) à faciès calcaires en plaquettes.

Par suite de perturbation tectonique liées à la présence de failles recoupant cette coupe, nous n'avons pas retrouvé le contact stratigraphique entre les calcaires de Landaize et l'unité lithologique inférieure. Quoi qu'il en soit, sur cette coupe, nous n'avons que des calcaires laminitiques alternant avec des calcaires wackstones passant vers le haut à des calcaires grainstones en bancs marqués.



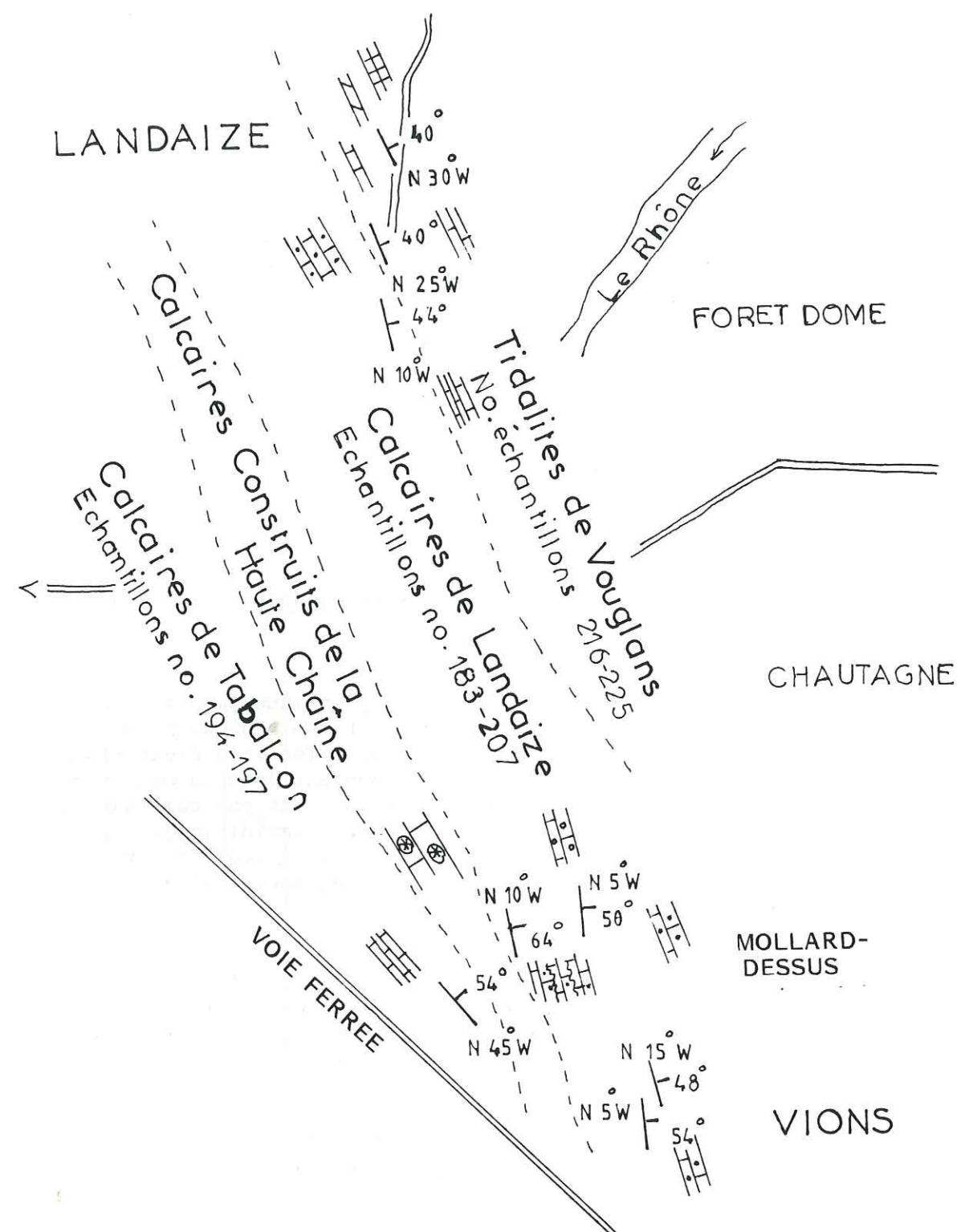


Fig. 25 : La distribution des formations et les numéros d'échantillons de la coupe de Landaize et de Vions-Mollard Dessus.

### 3.7. LA COUPE DE LANDAIZE.

#### 3.7.1. Situation géographique (Fig. 10 et 25).

Morphologiquement cette coupe se situe à l'extrémité sud-est du flanc Est de l'anticlinal du Grand Colombier. Le stratotype de calcaires de Landaize se trouve dans ce secteur. Les pendages des couches sont de direction nord-est entre 40° et 44°. La coupe a été faite sur la route Culoz-Seyssel, de direction malheureusement souvent axiale par rapport aux bancs. Deux formations ont été distinguées au-dessus des calcaires construits : les calcaires de Landaize (d'âge Kimméridgien supérieur) et les Tidalites de Vouglans (d'âge Portlandien).

#### 3.7.2. Description de la coupe (Fig. 26).

##### 3.7.2.1. Les calcaires de Landaize.

Le sommet du Kimméridgien supérieur est représenté par les calcaires de Landaize. Le contact stratigraphique avec les couches sous-jacentes n'affleure pas ici. Le caractère sablo-graveleux des calcaires de Landaize, défini au stratotype, est là encore évident. Notons qu'un banc de dolomie s'intercale dans la partie basse de cet affleurement et que vers le haut, la taille des grains diminue. Les bancs de calcaires de Landaize, dans ce secteur, sont épais de 10cm à 25cm.

##### 3.7.2.2. Les Tidalites de Vouglans.

Sur le terrain, le caractère tidal des dépôts des Tidalites de Vouglans de cette coupe sont certains. Plusieurs bancs de laminites algaires parfois dolomitiques et des fentes de dessiccations de grande dimension sont bien conservés. Ces derniers se distribuent dans plusieurs niveaux et n'affleurent très bien que dans cette coupe, à la surface des bancs dégagés. L'intensité de la dolomitisation est comparable à celle du flanc ouest de l'anticlinal du Gros Foug et s'affirment par plusieurs bancs de calcaires dolomitiques.

Débutant par des calcaires laminitiques ondulés de couleur grise, les Tidalites de Vouglans, dans cette coupe, sont constitués par une grande variété de calcaires allant du type "mudstones" au type "grainstones" et dans un fond général laminitique. Cette coupe n'atteint pas les Assises pürbeckiennes.



AGE	FORMATION	UNITE LITHOLOGIQUE	EPAISSEUR	ECHANTILLON	LITHOLOGIE	DESCRIPTION
PORTLANDIEN	TIDALITES DE VOUGLANS	ALTERNANCE DE DOLOMIES ET DE CALCAIRES WACKESTONES-PACKSTONES	6	225		Calc. packst ool, à keystone-vugs, blancs; gros bancs.
				224		✧ Fentes de dessiccation Cal-recristallisés, et calcaires wackestones-packstones, epais. des bancs de 30cm à 60cm.
				223		
			4	222		Calc. laminitiques.
				221		Calc. grst. grossiers, mal triés, en gros bancs.
				220		Dolomicrite à cristaux euhedraux et calc wackestones à fentes de dessiccation.
		CALCAIRES LAMINITIQUES ET DOLOMIES	12	✧ 219		calcaires recristallisés.
				218		Banc de dolomicrite.
				217		Calc. grainst, blancs en grsbancs.
				216		
				215		✧ Calc. grainstone, de 10cm-25cm avec de fentes de dessiccation.
				214		
KIMMERIDGIEN SUPERIEUR	CALCAIRES DE LANDAIZE	CALCAIRES GRAINSTONES	7	213		✧ Calc. packst - ool, de 20cm, bioturbés et fentes de dessiccation.
				212		Bancs à dolomie secondaire avec reliques fossiles et lithoclastes.
				211		
			6	210		Calc. grainstones, blancs, à coraux, épais de 30cm - 75cm.

Fig. 26 : Coupe stratigraphique de Landaize.

### 3.8. LA COUPE DE VIONS - MOLLARD DESSUS.

#### 3.8.1. Situation géographique et morphologique (Fig. 10).

Au Sud-Est, à environ 3 km de la coupe de Landaize, la butte-témoin de Vions-Mollard Dessus constitue une petite colline au coeur de la vallée du Rhône, entre la montagne du Grand Colombier à l'Ouest et celle du Gros Foug à l'Est. Les pendages des couches vers l'Est - Nord-Est sont compris entre 48° et 64°.

La coupe de Vions - Mollard Dessus a été levée sur les parties Nord-Ouest, Nord et Est de cette petite éminence.

#### 3.8.2. Description de la coupe (Fig. 27 A et B).

Le Kimméridgien supérieur est constitué par les trois formations classiques :

- les calcaires de Tabalcon ;
- les calcaires construits de la Haute-Chaine ;
- les calcaires de Landaize.

##### 3.8.2.1. Les calcaires de Tabalcon.

De même caractère lithologique que ceux du flanc Est de l'anticlinal du Gros Foug, les calcaires de Tabalcon, dans ce secteur, correspondent à des calcaires bien lités, de bancs d'épaisseur très réduite, (3cm à 8cm). Ces calcaires ont des textures à grains fins, de type mudstones-wackestones.

##### 3.8.2.2. Les calcaires construits de la Haute-Chaine.

Les calcaires construits de la Haute-Chaine se trouvent au sommet de la butte-témoin de Vions - Mollard-Dessus et sont pratiquement inaccessibles. La forme massive, sans stratification et la couleur blanche des falaises sont les caractères macroscopiques les plus évidents de cette formation. On a là des calcaires mudstones-wackestones en bancs épais de 30cm à 1m à la base et des calcaires franchement construits au sommet.

##### 3.8.2.3. Les calcaires de Landaize.

Le contact avec les couches sus-jacentes des Tidalites de Vouglans n'est pas visible ; les affleurements de calcaires dans ce secteur sont assez épais et dépassent plus de 75m. Les dépôts sablo-graveleux sont identiques à ceux de la localité-type.



AGE	FORMATION	UNITE LITHOLOGIQUE	EPAISSEUR	ECHANTILLON	LITHOLOGIE	DESCRIPTION
K I M M E R I D G I E N      S U P E R I E U R	CALCAIRES DE LANDAIZE	CALC. PACKST. BIEN LITES	6	207		calc packst - grainstone, ool., bien lités, surf. ondulées de 5cm - 10 cm d'épaisseur
				206		
		CALC. GRAINSTONES	10	205		calc. packst - grainstones oolithiques
				204		
				203		bancs de 40cm à 1.25 m. d'épaisseur.
				202		
				b		calc. grst, surf. durcie ferrugineuse, de 20-35cm; alt. calc. plus argileux de 10 - 15 cm.
				201		
				a		calc. grainstones, blancs, de 1m. d'épaisseur
	CALC. DE LA HAUTE CHAINE	CALCAIRES BOUND-STONES (BIOHERME)	75			
	CALC. DE TABALCON	CALCAIRES MUD-STONES BIEN LITES	8			calc. mudstones - wackestones bien lités de 3cm - 8cm. d'épaisseur

Fig. 27.A : Coupe stratigraphique de Vions - Mollard Dessus.

AGE	FORMATION	UNITE LITHOLOGIQUE	EPAISSEUR	ECHANTILLON	LITHOLOGIE	DESCRIPTION
K I M M E R I D G I E N      S U P E R I E U R	CALCAIRES DE LANDAIZE	CALCAIRES GRAINSTONES OOLITHIQUES	11			Calc, grainstones- oolith. en gros bancs, intercalés de calc grst, bien lités, de 20 - 35 cm. d'épais.
				193		
				192		
				191		
				190		
				189		
				188		
				187		
				186		
			12	185		Calc grainstones, oolithiques, récifaux, blanc, bancs de 20 cm - 1 m.
				184		
				183		
			50			calcs. grainstones beiges en gros bancs.
				209		
				208		

Fig. 27.B. : Coupe stratigraphique de Vions - Mollard Dessus.



Dans la partie inférieure on a affaire à des calcaires grainstones et à des calcaires grainstones-packstones, intercalés de calcaires plus argileux. Les bancs sont épais de 40cm à 1,25m.

La partie supérieure commence par des calcaires packstones-grainstones, oolithiques, mieux lités. Après une zone de 50m environ de non-affleurement, la succession lithologique se poursuit par des calcaires "grainstones" oolithiques et à coraux, en gros bancs (l'épaisseur de banc peut atteindre 1m) intercalés de calcaires "packstones" bien lités en bancs de 20cm à 35cm d'épaisseur.

4. CORRELATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET PASSAGE DU FACIES DU KIMMERIDGIEN - PORTLANDIEN DU FLANC EST DE L'ANTICLINAL DU GRAND COLOMBIER DE LA MINE D'ORBAGNOUX AU NORD JUSQU'A VIONS - MOLLARD DESSUS AU SUD.

La base de Tidalites de Vouglans peut servir d'horizon clef pour la corrélation des coupes stratigraphiques du flanc Est de l'anticlinal du Grand Colombier. Par corrélation, plusieurs passages de faciès sont apparus nettement, notamment au niveau des calcaires d'âge Kimméridgien supérieur (Fig. 28).

Les calcaires de Tabalcon, qui sur la coupe de Flamban sont constitués par une alternance de calcaires laminitiques et de calcaires "mudstones", passent vers le Sud à des calcaires "wackestones" bien lités (coupe de Vions - Mollard-Dessus). Dans cette direction, la partie sommitale peu sableuse (calcaires de Prapont) disparaît totalement. D'un autre côté, le caractère biohermal classique des calcaires construits de la Haute-Chaine est très peu marqué, tout particulièrement dans la coupe de Vions - Mollard-Dessus.

Au Kimméridgien supérieur terminal, et plus précisément au-dessus des récifs biohermaux, se déposent des unités lithologiques fort variées suivant les endroits. Ainsi les séries stratigraphiques de la coupe de Vions - Mollard-Dessus et de la coupe de Landaize sont tout à fait comparables à celles de la coupe de l'anticlinal du Gros Foug du flanc Est, car on observe là, au-dessus des calcaires construits de la Haute-Chaine, la séquence de calcaires de Landaize suivis par les Tidalites de Vouglans. Par contre, plus au Nord, la situation change et nous pouvons voir, dans la coupe de Mieugy-Rhémoz, au-dessous des Tidalites de Vouglans, directement les "calcaires en plaquettes" associés à quelques calcaires laminitiques très pauvres en matière organique. Ces "calcaires en plaquettes", pour leur part, plus riches en matière organique, deviennent franchement bitumineux dans la mine d'Orbagnoux.

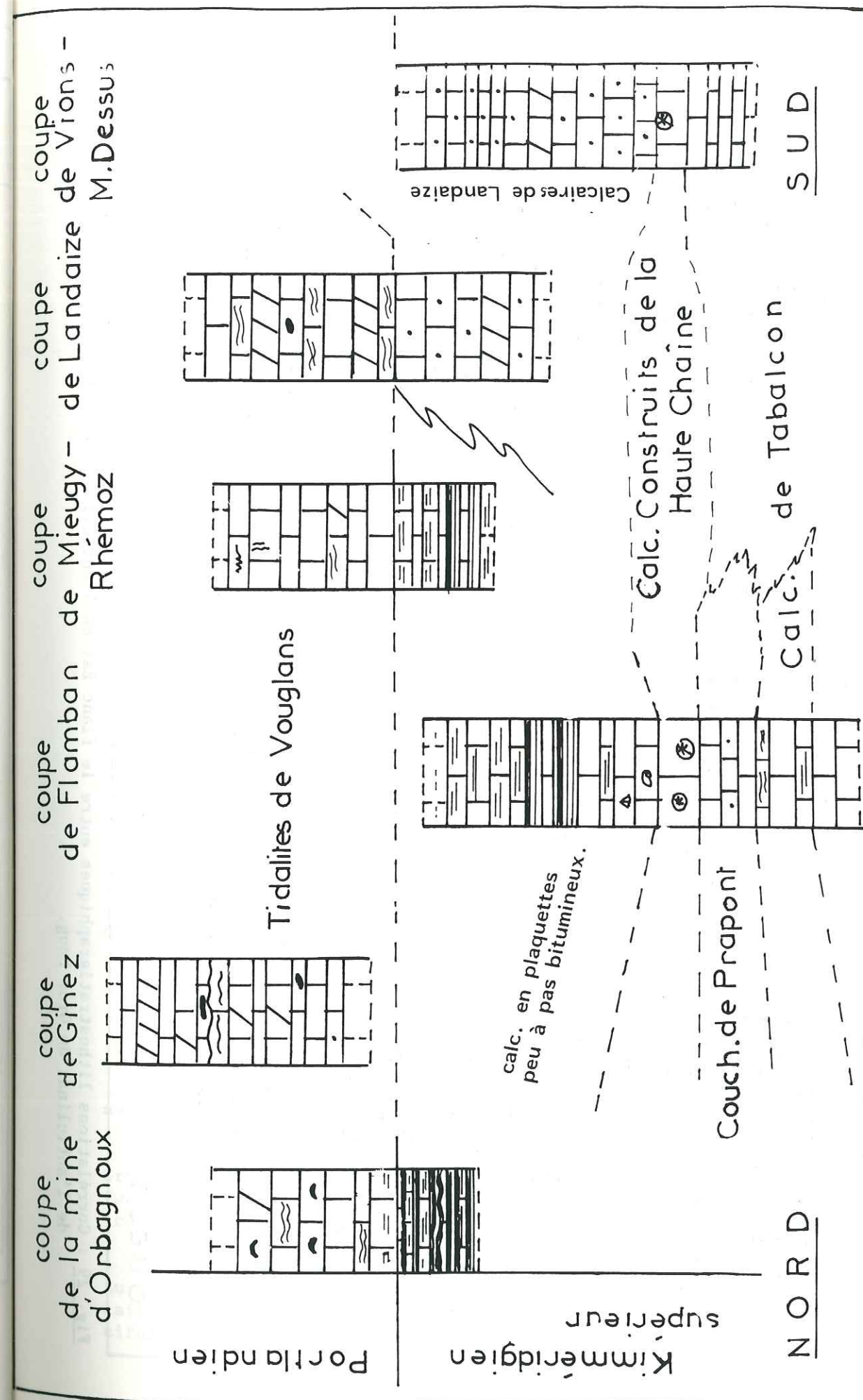


Fig. 28 : Corrélations lithostratigraphiques et interprétation du passage de faciès du Kimméridgien-Portlandien de flanc Est de l'anticlinal du Grand Colombier (du Nord au Sud).



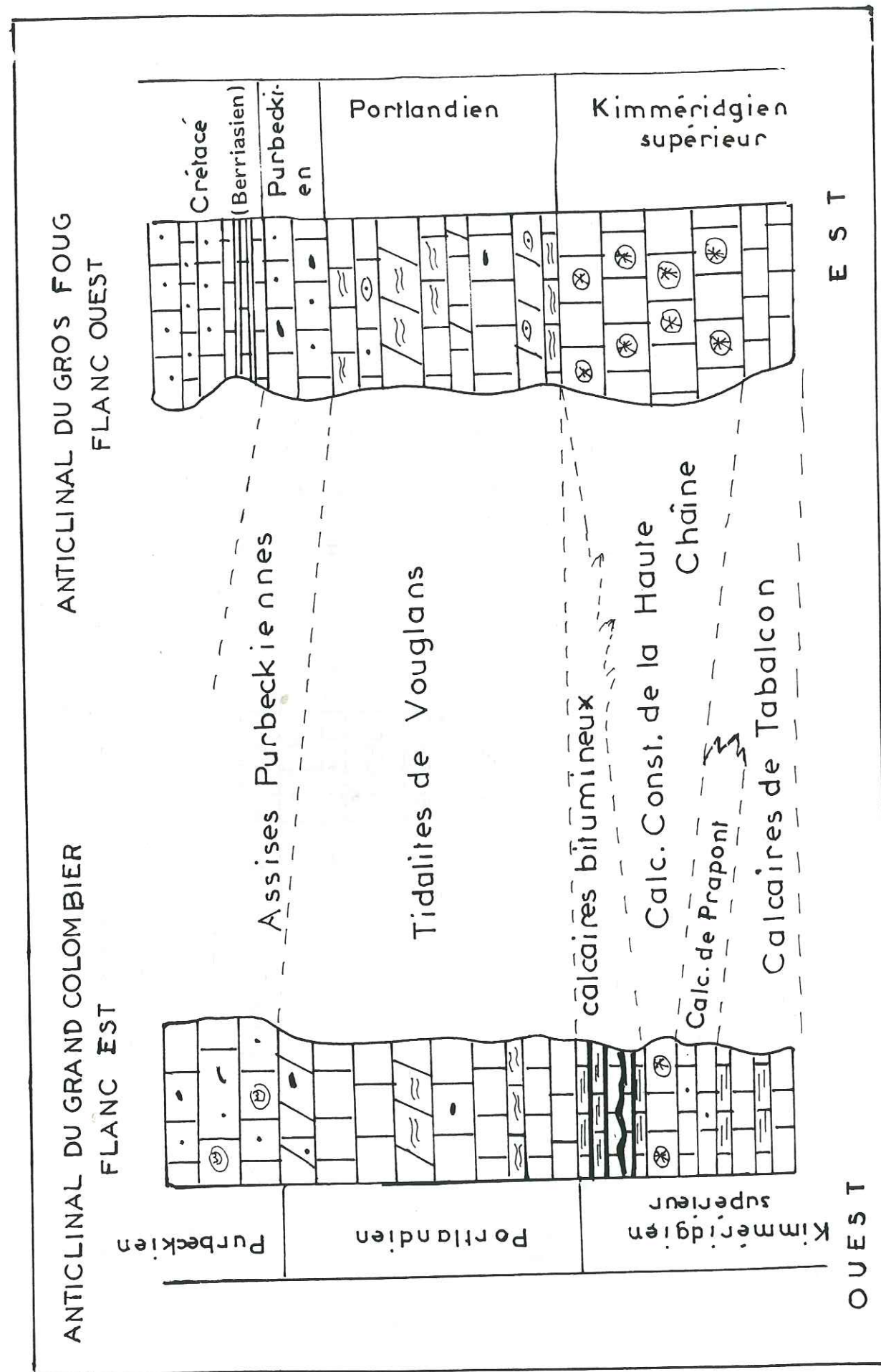


Fig. 29 : Corrélations lithostratigraphiques entre le flanc Est de l'anticlinal du Grand Colombier et le flanc Ouest de l'anticlinal du Gros Foug.

Au Portlandien, période de dépôt des Tidalites de Vouglans, les variations de faciès sont faibles. Tout au plus peut-on signaler une augmentation de l'importance des faciès dolomitiques sur les coupes de Landaise et de Ginez.

#### 5. CORRELATION LITHOSTRATIGRAPHIQUE ET PASSAGE DU FACIES ENTRE LE FLANC EST DE L'ANTICLINAL DU GRAND COLOMBIER ET LE FLANC OUEST DE L'ANTICLINAL DU GROS FOUG.

La figure 29 montre la corrélation lithostratigraphique du Kimméridgien supérieur - Portlandien entre le flanc Est de l'anticlinal du Grand Colombier et le flanc ouest de l'anticlinal du Gros Foug, toujours en utilisant la base de Tidalites de Vouglans comme horizon clef. Il apparaît que le passage de faciès le plus important se situe dans le Kimméridgien supérieur. A la base de celui-ci, affleurent, en effet, à l'Ouest des faciès laminitiques (calcaires de Tabalcon) alors qu'à l'Est ces derniers sont remplacés par des calcaires à faciès vaseux ("mudstones").

Au-dessus se développent, à l'Ouest, les calcaires mudstones intercalés de calcaires wackestones (calcaires de Prapont) qui disparaissent à l'Est.

Enfin, les variations de faciès sont particulièrement spectaculaires au sommet du Kimméridgien avec, à l'Est, des dépôts récifaux de barrière corallienne et, à l'Ouest, le développement de calcaires bitumineux fins d'un lagon intertidal.

Quant au Portlandien et aux Assises purbeckiennes, les variations de faciès sont faibles, aux épaisseurs près.

#### 6. CONCLUSIONS DE LA STRATIGRAPHIE.

De l'analyse stratigraphique, nous pouvons tirer les conclusions suivantes :

- Le Kimméridgien inférieur, formant le coeur de l'anticlinal du Gros Foug et du Grand Colombier, correspond à des dépôts subtidaux à faciès des calcaires mudstones, intercalés de calcaires plus argileux (couches à Céphalopodes).

- Le Kimméridgien supérieur débute par des dépôts encore subtidaux. Au-dessus se déposent les calcaires "boundstones" biohermaux dits "calcaires construits de la Haute-Chaîne formant une véritable barrière récifale.



A l'arrière de cette dernière, dans un milieu très calme et réducteur, se développent des calcaires laminaires bitumineux atolliens.

- Au Portlandien, presque toutes les caractéristiques faciologiques de la région étudiée sont dirigées par l'influence des oscillations des marées. La succession lithologique est ainsi marquée par le dépôt tidalitique de calcaires à grains fins dolomitisés. Cette formation affleure un peu partout et ne montre pas de changement de faciès significatif. Cette observation permet d'utiliser la base des Tidalites de Vouglans comme un horizon clef pour établir les corrélations.

#### CHAPITRE IV : PETROGRAPHIE ET MICROFACIES DES FORMATIONS.

##### 1. GENERALITE.

###### 1.1. Rappels pétrographiques sur les roches carbonatées (Folk, 1962 ; Perdront, 1969 ; Purser, 1980).

Les éléments formant une roche carbonatée sont les grains et la matrice, deux composants dans lesquels leur nature et leur relation sont déterminées par la source du matériel et le milieu de dépôt.

Dans les calcaires, les grains sont généralement des éléments figurés carbonatés. Ces derniers sont soit graveleux (dimension supérieure à 2mm), soit sableux (dimension inférieure à 2mm). Les éléments figurés graveleux sont constitués par des exoclastes, des endoclastes et des agrégats, tandis que ceux de taille sableuse sont représentés par des bioclastes, des pelétoïdes et des oïdes.

A l'exception des exoclastes, les autres éléments figurés carbonatés naissent généralement à l'intérieur même d'un bassin sédimentaire.

Certains éléments figurés sont des produits d'un milieu calme (les agrégats, les bioclastes entiers, les oïdes à noyaux conservés). Dans ce milieu se développent surtout des ciments micritiques dont le diamètre des particules les constituant est inférieur à 10 microns. Les autres éléments figurés (les exoclastes, les bioclastes roulés ou brisés et les oïdes à noyaux régularisés), sont les résultats de dépôt dans un milieu agité. Ces éléments figurés sont normalement cimentés par des calcites sparitiques (diamètre supérieur à 15 microns pour les constituants). Il est à remarquer que les pelétoïdes sont le plus souvent des résultats de la micritisation d'autres éléments figurés.

Enfin, des structures sédimentologiques particulières peuvent caractériser certains milieux de dépôt. Les fentes de dessiccation, les bird's-eyes, les "keystones-vugs" et les perforations témoignent d'un milieu agité.

###### 1.2. Les différents microfaciès.

Le microfaciès d'une roche sédimentaire correspond à l'association, à l'échelle microscopique, des caractères minéralogiques et paléontologiques de cette roche (Cuvillier, 1952 in Tempier, 1972 ; Flügel, 1982).



En utilisant la classification des calcaires d'après Folk (1962) associés aux méthodes du Groupe Elf-Aquitaine (1975) nous pouvons regrouper les calcaires étudiés en cinq grandes familles de calcaires :

- la famille des roches allochimiques sparitiques ;
- la famille des roches allochimiques micritiques ;
- la famille des roches orthochimiques ;
- la famille des calcaires biolithiques ;
- la famille des calcaires diagénétiques.

#### 1.2.1. La famille des roches allochimiques sparitiques.

Cette famille est caractérisée par des allochèmes cimentés par des calcites sparitiques. Le type d'allochèmes (les intraclastes, les bioclastes, les oôides et les pelletôides) et leur pourcentage conduisent à différents types de microfaciès.

Sur notre terrain d'étude, cette famille est représentée par six microfaciès : l'intrasparite, l'intrabiosparite, l'intrapelsparite, la biosparite, l'oosparite et l'oobiosparite. L'intrabiosparite est un microfaciès de transition entre l'intrasparite (éléments figurés dominés par des intraclastes) et la biosparite (éléments figurés dominés par des bioclastes). De même, l'intrapelsparite forme transition entre l'intrasparite et la pelsparite ainsi que l'oobiosparite qui se situe entre l'oosparite et la biosparite.

#### 1.2.2. La famille des roches allochimiques micritiques.

Dans la région étudiée, le type et le pourcentage des éléments figurés dans des calcaires sablo-graveleux micritiques conduisent à six types de microfaciès. Ce sont des intramicrites, des intrabiomicrites, des intrapelmicrites, des biomicrites, des biopelmicrites, des oopelmicrites et des pelmicrites.

Comme dans la famille précédente, les intrabiomicrites, les intrapelmicrites, les biopelmicrites et les oopelmicrites sont des microfaciès de transition, respectivement entre les intramicrites et les biomicrites, les intramicrites et les pelmicrites, les biomicrites et les pelmicrites et, enfin, entre les oomicrites et les pelmicrites.

#### 1.2.3. La famille des roches orthochimiques.

Constituée principalement par des micrites, cette famille est texturalement beaucoup plus simple que les familles précédentes.

Nous pouvons distinguer deux microfaciès : le premier est la micrite à bioclastes (avec un pourcentage des bioclastes inférieur de 10%) et le deuxième est la micrite pure. Le premier type est en effet la transition entre la biomicrite et la micrite.

#### 1.2.4. Les calcaires biolithiques.

Deux types de calcaires biolithiques ont été reconnus : les calcaires biolithiques biohermaux et les calcaires biolithiques algaires. Les premiers sont édifiés par des organismes benthiques morts sur place, et ils ont résisté aux vagues au moment de leur formation. Les deuxièmes sont formés par des algues de dépôt in situ sous forme de tapis algaires ou de stromatolithes.

Dans notre terrain d'étude, les biolithites biohermaux correspondent aux calcaires construits de la Haute-Chaine, alors que les biolithites algaires sont représentés par les calcaires bitumineux.

#### 1.2.5. La famille des calcaires diagénétiques.

On peut distinguer trois sous-familles : les calcaires dolomitiques, les dolomies et les calcaires recristallisés.

Une dolomie contient au moins 90% de cristaux de dolomie, tandis que la teneur de celle-ci est de 10 à 90% dans les calcaires dolomitiques.

La famille des calcaires diagénétiques correspond, en général, à des produits de la dolomitisation des calcaires, dit normaux.

Enfin, les calcaires recristallisés, d'origine diagénétiques probablement dans un milieu supratidal-intertidal, sont constitués principalement par des sparites. Sans éléments figurés, ni relique, ces sparites se soudent les uns avec les autres.

## 2. LES MICROFACIES DES DIFFERENTES FORMATIONS DU KIMMERIDGIEN, DU PORTLANDIEN ET DU PURBECKIEN.

### 2.1. Les microfaciès des couches à Cephalopodes.

#### 2.1.1. Les micrites à bioclastes.

Elles sont constituées principalement par des micrites contenant 5 à 10% d'éléments figurés. Ces derniers sont formés de microfossiles pélagiques jusqu'à des débris de Gastéropodes remplis de calcites sparitiques dont les cristaux ont un diamètre maximal de 750 microns.



### 2.1.2. Les micrites.

C'est le microfaciès le plus représenté. On y observe également des stylolites et des fractures remplis de calcites sparitiques à cristaux atteignant un diamètre de 450 microns.

### 2.2. Les microfaciès des calcaires de Tabalcon.

Les calcaires de Tabalcon ont deux microfaciès, des micrites à bioclastes et des micrites. Ces deux microfaciès ont tout à fait les mêmes caractères pétrographiques que ceux des Couches à Céphalopodes.

### 2.3. Les microfaciès des calcaires construits de la Haute-Chaîne.

#### 2.3.1. Les biosparites.

Ces microfaciès constituent le sommet des calcaires construits de la Haute-Chaîne du flanc ouest de l'anticlinal du Gros Foug.

Les éléments figurés sont représentés par des bioclastes et des pellesoïdes. Les premiers, majoritaires, sont représentés surtout par des coraux sub-arrondis jusqu'à sub-angulaires. Leur dimension est très variable, de 450 à 3500 microns. Les autres bioclastes sont des Algues, des Foraminifères, des Mollusques (surtout des Gastéropodes). Les pellesoïdes sont en batonnets ou ovoïdes. Ils sont le résultat de la micritisation d'autres éléments figurés.

Ces derniers sont cimentés par des calcites sparitiques de texture en mosaïque avec un diamètre moyen des cristaux de l'ordre de 30 microns. Dans les espaces relativement plus larges entre les grains, le diamètre de ces cristaux peut atteindre 75 microns. A la périphérie des bioclastes grossiers, se développent quelques fois des sparites en texture en aiguilles.

Dans une perforation avec un diamètre de 6mm et qui tronque plusieurs grains, les calcites sparitiques peuvent atteindre 3000 microns de diamètre.

#### 2.3.2. Les calcaires biolithiques biohermaux.

La plus grande partie des calcaires construits de la Haute-Chaîne est constituée par des calcaires biolithiques biohermaux.

Au flanc ouest de l'anticlinal du Gros Foug, ce microfaciès est représenté surtout par des calcaires biolithiques à coraux. Ces derniers sont observable à l'oeil nu.

La micritisation des coraux peut conduire à la naissance des pellesoïdes de petites dimensions (moins de 200 microns de diamètre) et à des ooïdes à noyaux de pellesoïdes. Ces derniers sont normalement peu nombreux. L'ensemble des éléments figurés peut conduire à des grainstones associés à des calcaires biolithiques au sein de quelques bancs de calcaires construits de la Haute-Chaîne. Les autres fossiles trouvés sont des Foraminifères benthiques et des Mollusques.

Dans l'anticlinal du Grand Colombier on rencontre dans les calcaires biolithiques biohermaux des Foraminifères, des Coraux, des Gastéropodes et des Brachiopodes remplis de calcite sparitique à texture fibreuse.

Enfin, à la partie sommitale des calcaires construits de la Haute-Chaîne, sur la coupe de Flamban, se développent des calcaires biolithiques à biomicrites.

### 2.4. Les microfaciès des "calcaires en plaquettes".

Cette formation à faciès vaseux contient trois grandes familles de calcaires : la famille des roches allochimiques sparitiques, la famille de calcaires biolithiques et la famille des roches orthochimiques. Les deux premières familles sont très peu représentées par rapport à la troisième.

#### 2.4.1. La famille des roches allochimiques sparitiques.

##### 2.4.1.1. Les oosparites.

Les éléments figurés de ce microfaciès sont constitués par des pellesoïdes, des ooïdes, des bioclastes et des endoclastes.

Les pellesoïdes sont les éléments figurés majoritaires. Ils sont les résultats de micritisation des ooïdes et des bioclastes.

Les ooïdes se placent au deuxième rang en nombre des éléments figurés. Leur noyau sont des bioclastes et des pellesoïdes. Ils sont protégés par des cortex. Par suite de la micritisation, les cortex et les noyaux des ooïdes sont quelque peu effacés.

Les bioclastes entiers sont des Foraminifères benthiques (surtout des Miliolides) et planctoniques. Les bioclastes émoussés sont représentés par des tests de Brachiopodes et d'Algues.



Les endoclastes, en quantité très faible, sont constitués par des fragments de calcaires à coraux, sub-arrondis de diamètre maximal 2250 microns.

La masse matricielle est la calcite sparitique. Cette dernière peut remplir en partie des bioclastes et des keystones-vugs. La dimension maximale des keystones-vugs est de 1200 microns de longueur sur 1000 microns de largeur.

#### 2.4.1.2. Les pelsparites.

Les éléments figurés sont des pelleteïdes et des bioclastes.

Les pelleteïdes, dominant, possèdent un diamètre maximal d'environ 360 microns. Leur forme ovoïde ou arrondie suggère qu'il s'agit vraisemblablement de la micritisation de bioclastes de petites tailles comme par exemple des Foraminifères planctoniques.

La plus grande partie des bioclastes est constituée par des fragments d'Algues. Le reste se répartit entre des Foraminifères de type Textularidés, des Brachiopodes et des Gatéropodes.

Les ciments sparitiques et micritiques co-existent en proportion presque égale. Le premier se développe comme remplissage notamment dans des Algues et des espaces entre les grains relativement grossiers, tandis que le deuxième entre en association avec des calcites microsparitiques et de petits grains de pelleteïdes.

Les alternances de fragments algaires et de pelleteïdes de petites tailles créent une structure laminaire.

#### 2.4.2. La famille des roches orthochimiques.

##### 2.4.2.1. Les micrites à bioclastes.

Le fond micritique représente 90% de la roche. Le reste est fait de bioclastes algaires dispersés associés à des fragments de végétaux supérieurs terrestres.

Signalons l'existence d'autres petits bioclastes (0 = 150 ) fait de fossiles pour l'essentiel planctoniques à remplissage calcitique sparitique.

##### 2.4.2.2. Les micrites.

Ce microfaciès, presque sans éléments figurés, est fait pour environ 95% de micrites. On observe quelques structures de vagues laminations. Il s'agit d'une alternance de microbancs de micrites à

microsparites et de micrites à petits bioclastes non identifiables. Dans les premiers se trouvent des amas noirs à l'état dispersé. La limite entre les deux faciès correspond très probablement à des tapis algaires de calcite sparitique.

#### 2.4.3. La famille des calcaires biolithiques.

Dans les "calcaires en plaquettes", cette famille est représentée par des calcaires biolithiques algaires.

La structure laminée de ces calcaires est due à une alternance des microbancs algaires épais de quelques dizaines de microns et des bancs micritiques généralement beaucoup plus épais.

Les bioclastes sont dominés par des fossiles planctoniques. Ils sont remplis de calcites sparitiques.

Les tapis algaires forment parfois, mais très rarement, des bancs stromatolithiques.

#### 2.5. Les microfaciès des calcaires de Landaize.

Caractérisés par des faciès à texture sableuse, les calcaires de Landaize possèdent de nombreux microfaciès. Ils se regroupent en trois grandes familles : les roches allochimiques sparitiques, les roches allochimiques micritiques et les calcaires diagénétiques. Par rapport aux deux premières, les calcaires diagénétiques sont peu nombreux et ne se trouvent que dans la coupe de Landaize.

##### 2.5.1. Les microfaciès des roches allochimiques sparitiques.

###### 2.5.1.1. Les intrasparites.

Les éléments figurés de ces microfaciès consistent en des agrégats, des endoclastes, des bioclastes et des pelleteïdes.

Les agrégats, de diamètre maximal de 4,5mm, sont composés de grains squelettiques (de Textularides et de coraux) et de pelleteïdes. Ces composants sont de formes ovoïdes et sont cimentés par des calcites micritiques. Les endoclastes sont sub-angulaires à sub-arrondis et sont fortement micritisés.

Beaucoup de bioclastes sont brisés : ce sont des Miliolidés et des Textularidés, des coraux et des Brachiopodes. Les autres sont entiers (Foraminifères benthiques et planctoniques).



Les pelleteïdes ont notamment pour origine des bioclastes et des ooïdes par un processus de micritisation. Néanmoins, quelques grains pelleteïdes sont probablement d'origine fécale.

Ces éléments figurés sont cimentés par des calcaires sparitiques de type drussique. Ces cristaux peuvent remplir aussi des keystones-vugs.

#### 2.5.1.2. Les intrabiosparites.

Les éléments figurés d'intrabiosparite consistent en des endoclastes, des bioclastes et des pelleteïdes.

Les endoclastes sont représentés par des calcaires coralliens et ont subi une micritisation partielle. Leur diamètre maximal est de l'ordre de 2700 microns.

Les bioclastes sont de deux types. Les premiers sont de petite dimension (100 à 300 microns). Ce sont des Foraminifères planctoniques, des Textularidés et des Miliolidés. Grâce à leur forme originelle plus ou moins arrondie et à leur petite dimension, ces bioclastes sont entiers. Les seconds sont de grosse dimension. Ce sont des coraux, des Algues, des Textularidés et des Gastéropodes. Ils sont brisés et émoussés.

Les pelleteïdes sont en grande partie le résultat de micritisation de grains squelettiques.

La phase de liaison est constituée souvent par des calcites micritiques.

Les ciments sparitiques s'installent dans des espaces relativement larges entre les éléments figurés grossiers et ils peuvent remplir les cavités de bioclastes de grande dimension. Dans quelques échantillons, on observe autour d'éléments figurés grossiers le développement des ciments sparitiques en texture en aiguilles.

Nous avons remarqué aussi des keystones-vugs entourés par des intraclastes, des bioclastes et des pelleteïdes. Ils sont remplis de calcites sparitiques (diamètre maximal de 750 microns pour les cristaux).

#### 2.5.1.3. Les intrapelsparites.

Les éléments figurés de ces microfaciès sont représentés par des endoclastes, des agrégats, des pelleteïdes et des bioclastes.

Par suite de la micritisation forte, mis à part les endoclastes, dont le diamètre maximal est de l'ordre de 9mm, ne sont pas identifiables. Il en est de même pour les agrégats composés de bioclastes micritisés et de pelleteïdes.

Enfin, les pelleteïdes sont le résultat de la micritisation d'autres éléments figurés.

Les bioclastes sont des Coraux, des Miliolidés, des Gastéropodes et des Brachiopodes. A l'exception des Miliolidés, les autres sont roulés.

Le ciment sparitique lie les éléments figurés. Le ciment micritique, en moins grande quantité, quant à lui, se développe notamment en association avec des débris micritisés concentrés. Quelques bioclastes ovoïdes sont remplis par des calcites sparitiques en cristaux grossiers et présentent des enveloppes micritiques à leur périphérie.

#### 2.5.1.4. Les biopelsparites.

Les éléments figurés sont représentés par des bioclastes, des pelleteïdes et des endoclastes ; les bioclastes dominent. Ce sont des Coraux, des Algues, des Foraminifères benthiques et des Brachiopodes. La plupart des bioclastes est roulée et émoussée. Le reste, généralement de petite dimension, garde sa forme originelle.

Les pelleteïdes sont surtout le résultat de la micritisation d'autres éléments figurés.

Les endoclastes sont en petit nombre et ils correspondent à des fragments de calcaires coralligènes.

Les calcites sparitiques en petits cristaux à texture en mosaïque forment le ciment. Elles se développent surtout dans les espaces entre les grains relativement grossiers.

#### 2.5.1.5 Les oosparites.

Les éléments figurés sont, pour l'essentiel, des ooïdes. Leurs noyaux sont des bioclastes et des pelleteïdes. Les premiers sont des Foraminifères des débris des coraux et des Algues.

Les ooïdes sont arrondies jusqu'à ovoïdes avec des diamètres compris entre 100 et 350 microns. Dans quelques bancs, les ooïdes peuvent être subdivisées en deux types. Le premier, le plus dominant, est le type sphérolitique avec des cortex à structure essentiellement radiaire. Le deuxième possède des cortex à lamination concentrique qui régularisent la morphologie de nucléus.

Les bioclastes, moins nombreux que les précédents, sont en grande partie constitués par des tests de Textularidés et de Mollusques. Ils sont tous émoussés.



Les ooïdes et les bioclastes sont cimentés par des calcites sparitiques en texture en mosaïque.

Nous remarquons des Keystones-vugs et des perforations remplis des calcites sparitiques.

#### 2.5.2. Les microfaciès des roches allochimiques micritiques.

##### 2.5.2.1. Les intrabiomicrites.

Les éléments figurés de ce microfaciès sont représentés par des endoclastes, des bioclastes et des pellectoïdes.

Les endoclastes sont constitués par des fragments de calcaires récifaux sub-arrondis et par des calcaires micritiques homogènes : leur diamètre est au maximum de 4,5mm.

Les bioclastes peuvent être sub-divisés en deux types. Le premier est fait de fragments grossiers. Ce sont des Algues, des Textularidés, des Coraux, des Gastéropodes et des Echinodermes. Ces bioclastes sont roulés ou émoussés. Le deuxième correspond à de petits fragments. Ce sont des Miliolides et des Foraminifères planctoniques. Grâce à leur forme originelle (ovoïde ou arrondie), les bioclastes de petites tailles sont bien conservés sans aucun changement important.

Les pellectoïdes apparaissent comme le résultat de micritisation des bioclastes.

Deux types de ciments sont reconnus : la micrite et la sparite. La première, un peu plus nombreuse que la deuxième, relie des éléments figurés grossiers.

##### 2.5.2.2. Les intrapelmicrites.

Les éléments sont des endoclastes, des pellectoïdes et des bioclastes.

Les endoclastes sont des éléments figurés majoritaires avec un diamètre maximal de 6mm.

Les pellectoïdes, en deuxième rang, ont des dimensions beaucoup plus petites (500 microns au maximum) avec des formes ovoïdes ou irrégulières.

Les bioclastes sont très peu nombreux, car, probablement, ils se transforment en pellectoïdes. Les bioclastes qui résistent à la micritisation sont les Miliolides et les Textularidés.

La masse matricielle essentielle est la calcite micritique.

Nous avons observé également des bird's-eyes et des keystones-vugs, tous remplis de calcites sparitiques.

##### 2.5.2.3. Les biopelmicrites.

Les éléments figurés des biopelmicrites sont des bioclastes et des pellectoïdes. Les premiers sont plus nombreux que les seconds.

De nombreux Foraminifères benthiques et planctoniques sont conservés dans leur forme originelle. D'autres bioclastes, généralement plus grossiers, sont roulés et émoussés. Ce sont des Algues, des Bivalves et des Gastéropodes.

Les pellectoïdes sont de petite taille (150 microns en diamètre moyen)) et de forme arrondie ou ovoïde. Elles se concentrent autour de débris d'Algues. En s'éloignant de ces Algues, les pellectoïdes sont plus dispersés et deviennent moins nombreux.

La calcite micritique constitue la phase de liaison principale. Le ciment sparitique, moins représenté, remplit les bioclastes, les fractures et les bird's-eyes. Dans ces derniers, la calcite sparitique peut atteindre 300 microns de diamètre.

##### 2.5.2.4. Les pelmicrites.

Les éléments figurés des pelmicrites sont des pellectoïdes, des endoclastes micritisés, des quartz et des bioclastes. Les premiers sont les éléments figurés majoritaires.

Les pellectoïdes et les endoclastes micritisés se distinguent. Le diamètre d'une pellectoïde ne dépasse pas 600 microns, alors que les endoclastes ont des tailles supérieures à 2mm.

Ce microfaciès qui est tout à fait original est le seul à contenir du quartz. Ces quartz qui représentent 10% de la roche ont des dimensions très petites : 125 microns au maximum. Leur forme est angulaire à sub-angulaire. Ils se concentrent souvent sur le côté d'un endoclaste micritisé.

Les bioclastes sont très nombreux, et ils sont représentés par des tests de Brachiopodes en texture fibreuse et par de petits fragments de bioclastes indéterminables.

Les éléments figurés sont reliés par des micrites souvent mélangées à des calcites sparitiques.



### 2.5.3. Les microfaciès des calcaires diagénétiques.

#### 2.5.3.1. Les biomicrites dolomitisées.

Le composant principal de ce microfaciès est la micrite.

Les bioclastes, avec une teneur de 15%, sont constitués par des fossiles pélagiques, des Textularides, des Miliolides et d'autres Foraminifères benthiques. Leur diamètre moyen est de l'ordre de 1100 microns.

La dolomitisation a débuté très vraisemblablement au cours des phases bioturbation. En effet nous avons observé sur de grandes bioturbations, des bioclastes et de grandes pelles, noyées dans un mélange micritique et dolomitique. Dans d'autres bioturbations plus petites (moins de 200 microns de diamètre), les dolomites occupent pleinement l'espace.

#### 2.5.3.2. Les dolomies.

Ce microfaciès est fait essentiellement de cristaux de dolomite. Les "îles" micritiques dans ces masses sont des reliques. Celles-ci ont des limites extérieures en forme de dents de poissons produites par l'accroissement de cristaux de dolomite rhomboédrique. A l'intérieur de quelques reliques, nous avons observé de nombreux fossiles de grande taille (2200 microns de diamètre maximal) comme des Gastéropodes, des Brachiopodes et des Coraux.

Deux phénomènes diagénétiques particuliers peuvent être observés. D'une part, les bioclastes sont plus résistants à la dolomitisation que le ciment. D'autre part, les calcites sparitiques s'installent toujours dans les espaces relativement larges, alors que les dolomites et les micrites se développent dans les autres parties plus limitées.

### 2.6. Les microfaciès des Tidalites de Vouglans.

Les Tidalites de Vouglans ont des microfaciès très variés. On distingue des roches carbonatées ; ce sont des roches allochimiques sparitiques, des roches allochimiques micritiques, des roches orthochimiques et des calcaires diagénétiques. Les derniers sont dominants.

#### 2.6.1. Les microfaciès des roches allochimiques sparitiques.

##### Les biopelsparites.

Deux types d'éléments figurés sont reconnus dans ce microfaciès. Ce sont des bioclastes et des pelles.

Les bioclastes sont très variés : Foraminifères benthiques (Textularidés et Miliolidés) et pélagiques, Coraux, Gastéropodes, Lamellibranches.

Les Coraux forment les bioclastes les plus grossiers (diamètre maximal de 1000 microns). Ils sont également plus micritisés, alors que les Foraminifères résistent à cette diagénèse.

Les pelles ont pour origine des bioclastes micritisés et ont un diamètre de 150 à 600 microns.

La phase de liaison est la calcite sparitique. Dans les espaces entre des éléments figurés relativement grossiers, les calcites sparitiques peuvent atteindre 2000 microns de diamètre. Ces cristaux remplissent aussi des perforations de la roche.

#### 2.6.2. Les microfaciès des roches allochimiques micritiques.

##### 2.6.2.1. Les intramicrites.

Les éléments figurés sont constitués d'endoclastes et de bioclastes.

Les endoclastes sont dominants (diamètre maximal de 9mm). Texturalement, ils sont représentés par des masses micritiques.

Les bioclastes sont en quantité très faibles et ne sont pas identifiables.

Ce microfaciès possède des structures à bird's-eyes remplis de calcite sparitique.

##### 2.6.2.2. Les biopelmicrites.

Les éléments figurés sont des bioclastes, des pelles, et en très faible quantité, des endoclastes.

Les bioclastes sont surtout de petite taille (diamètre moyen de 450 microns). Ce sont des Miliolidés, des Textularidés et des fragments de bioclastes non-identifiables. Grâce à leur petite dimension et à leur forme ovoïde ou arrondie, ces bioclastes sont bien conservés. Les bioclastes grossiers, plus rares, sont roulés et émoussés.

Les pelles sont assez nombreux. Ils sont de petite taille (diamètre moyen de 150 microns). L'origine des pelles correspond à des bioclastes micritisés.



Avec un diamètre maximal de 2000 microns, les endoclastes sont très peu nombreux et ils sont représentés par des masses micritiques.

Les éléments figurés sont liés par deux types de ciments : les calcites micritiques et les calcites sparitiques. Les premières, dominantes, se développent partout.

Nous avons observé des stylolites dans quelques bancs de biopelmicrites.

#### 2.6.2.3. Les oopelmicrites.

Les pelleteïdes, les ooïdes et les bioclastes sont des éléments figurés de ce microfaciès.

Les pelleteïdes et les pellets fécaux sont des éléments figurés dominants. Les premiers sont arrondis ou ovoïdes, tandis que les deuxièmes sont parfois irréguliers.

La teneur en bioclastes est inférieure à celle des faciès précédents, avec un diamètre maximal des éléments de 750 microns. Ce sont des Foraminifères benthiques (Miliolidés et Textularidés) et planctoniques, des Coraux et des Mollusques.

La masse matricielle est formée de calcite micritique ; la calcite sparitique, peu abondante, remplit cependant de gros bioclastes et des fractures. Ces cristaux ont 125 microns de diamètre maximal.

#### 2.6.2.4. Les pelmicrites.

Dans ce microfaciès, deux éléments figurés sont reconnus. Les uns sont des pelleteïdes et les autres sont des bioclastes. Les premiers sont beaucoup plus nombreux que les seconds.

Les pelleteïdes sont d'origine des grains squelettiques micritisés de forme ovoïde ou arrondie.

Les bioclastes sont des Algues, des Brachiopodes, des Gastéropodes et des Foraminifères benthiques.

La phase de liaison principale est constituée par des calcites micritiques.

La structure laminée de ce microfaciès est due à l'alternance des masses micritiques à bioclastes et de microbancs de micrites.

### 2.6.3. Les microfaciès des roches orthochimiques.

#### 2.6.3.1. Les micrites à bioclastes.

Ces microfaciès sont représentés principalement par des micrites. Les bioclastes sont en quantité très faible et sont constitués par des Miliolidés et des Foraminifères benthiques d'un diamètre maximal de 360 microns.

Les micrites à bioclastes possèdent des stylolites et des fractures ; ces dernières sont remplies de calcites sparitiques.

#### 2.6.3.2. Les micrites.

Les calcaires laminitiques ondulés, de couleur verte, observés sur le terrain, correspondent à des micrites qui ne possèdent que 5% des éléments figurés faits de fossiles planctoniques. A l'échelle microscopiques, la structure laminitique est représentée par l'alternance des micrites et de microsparites. Ces laminations sont généralement dispersées et l'épaisseur des microbancs varie de 150 à 1100 microns.

Nous avons observé des bird's-eyes et des stylolites sont remplis de calcites sparitiques atteignant un diamètre maximal de 600 microns.

### 2.6.4. Les microfaciès des calcaires diagénétiques.

#### 2.6.4.1. Les calcaires dolomitiques.

La plupart des calcaires dolomitiques de Tidalites de Vouglans sont représentés par des micrites dolomitisées associées à des intrapelmicrites dolomitisées.

Dans les micrites dolomitisées, la teneur en dolomite varie de 10 à 40%. La forme des cristaux est généralement rhomboïde avec un diamètre de 40 à 250 microns. La teneur de la calcite sparitique est souvent inférieure à celle de la dolomite. La première se développe surtout dans les espaces relativement grossiers comme des bird's-eyes et des fractures.

On observe également des micrites particulières à tapis algaires.

Les intrapelmicrites dolomitisés sont normalement constitués par des éléments figurés (intraclastes, des pelleteïdes et bioclastes), des ciments micritiques et des dolomites.



Les intraclastes sont de deux types, les endoclastes et les agrégats. Les premiers sont représentés par des fragments de calcaires coralliens et par des masses entièrement micritiques. Ils sont généralement de forme arrondie avec un diamètre maximal de l'ordre de 3mm. Les agrégats, pour leur part, sont composés de pellesoïdes. Ces derniers sont toujours cimentés par des calcites micritiques. En dehors des agrégats, les pellesoïdes sont dispersés dans la matrice sous forme ovoïde à irrégulière.

Quant à la teneur en bioclastes, elle est très faible. Il s'agit de Foraminifères benthiques, de Coraux et de Brachiopodes.

Les éléments figurés, notamment les bioclastes résistent à la dolomitisation, tandis que celle-ci affecte tout particulièrement la masse matricielle micritique et la matière organique.

Les keystons-vugs et les fractures sont toujours remplis par des calcites sparitiques.

#### 2.6.4.2. Les dolomies.

Rappelons tout d'abord que selon la taille des cristaux, les dolomies peuvent être subdivisées en dolomicrites de diamètre du cristal inférieur à 80 microns et en dolosparites de diamètre du cristal supérieur à 80 microns (in Groupe Elf-Aquitaine, 1975).

Dans ce microfaciès, la dolomite constitue l'élément majoritaire. Ces cristaux peuvent se souder les uns aux autres pour donner des amas rhomboïdes. La majorité des dolomies de la formation des Tidalites de Vouglans de notre terrain d'étude correspondent à dolomicrites.

Nous avons observé parfois des reliques de bioclastes comme, par exemple, des débris de Brachiopodes. Ces derniers sont remplis de calcite sparitique à texture soit fibreuse soit en mosaïque.

#### 2.6.4.3. Les calcaires recristallisés.

Ils sont faits de calcites sparitiques à texture mosaïque, qui se soudent les uns aux autres, sans reliques ni textures sédimentaires particulières. Les cristaux sont petits, de l'ordre de 75 microns, ce qui différencie ces calcites de celles des remplissages tardifs.

La teneur en dolomite, dans ce microfaciès, est généralement très faible.

### 2.7. Les microfaciès des assises pürbeckiennes.

Les assises pürbeckiennes possèdent dans le détail de nombreux microfaciès à trois grandes familles : roches allochimiques sparitiques, roches allochimiques micritiques et calcaires diagénétiques. Ces derniers sont moins représentés.

#### 2.7.1. Les microfaciès des roches allochimiques sparitiques.

##### 2.7.1.1. Les intrasparites.

Les éléments figurés de ces microfaciès sont des endoclastes, des bioclastes et des pellesoïdes.

Les endoclastes constituent la plus grande partie des éléments figurés dont le diamètre maximal est d'environ 4,5mm. Ces éléments, souvent détruits partiellement par la micritisation, sont des débris de Coraux, de Brachiopodes et de Miliolidés.

Parmi les bioclastes, ont été reconnus des grains squelettiques roulés et émoussés faits de débris de Brachiopodes, de Coraux, de Bryozoaires, de Gastéropodes, d'Annélides et d'Algues. Des bioclastes, de dimension beaucoup plus petite, à formes généralement ovoïdes ou arrondies correspondent à des Foraminifères benthiques et planctoniques. Quant aux pellesoïdes, il s'agit surtout de grains squelettiques micritisés et peut-être, également, de pellets fécaux.

La phase de liaison essentielle est faite par des calcites sparitiques.

##### 2.7.1.2. Les intrabiosparites.

Les éléments figurés des intrasparites sont constitués par des agrégats, des endoclastes, des bioclastes et des pellesoïdes.

Les agrégats sont les éléments figurés majoritaires. Ils sont composés de débris de Coraux, de Foraminifères benthiques (Textularités et Miliolidés) et planctoniques, de Gastéropodes, de Bryozoaires et de pellesoïdes. Ces composants sont cimentés par des calcites micritiques.

Les endoclastes sont entièrement micritisés. Quant aux bioclastes, les plus grossiers sont faits de débris de coraux (diamètre moyen de 800 microns), les autres correspondent à des Algues, des Gastéropodes, des Textularidés et des Foraminifères planctoniques. Il est à remarquer que les gros bioclastes sont émoussés, alors que les petits gardent leurs formes originelles.



La masse matricielle est faite de calcites sparitiques. Les espaces entre deux ou plusieurs grains sont généralement occupés par un seul cristal de grande dimension (900 microns). Ces cristaux se développent aussi dans les chambres des bioclastes les plus gros.

#### 2.7.1.3. Les intrapelsparites.

Les éléments figurés graveleux sont des agrégats et des endoclastes, ceux de taille plus petite correspondent à des pelleteïdes et à des bioclastes. Les agrégats d'un diamètre de l'ordre de 9 mm sont composés de bioclastes (Foraminifères et Algues). Les endoclastes sont représentés par des masses entièrement micritisées.

Quant aux bioclastes, moins nombreux, ils correspondent à des fragments d'Algues et de Mollusques, de Foraminifères benthiques (Miliolidés et Textularidés) et planctoniques.

Tous ces éléments figurés sont cimentés par des calcites sparitiques en petites cristaux et quelque fois par des calcites micritiques. Les calcites sparitiques se développent aussi dans des perforations (de diamètre de 3mm en moyenne) et dans des keystones-vugs.

#### 2.7.2. Les microfaciès des roches allochimiques micritiques.

##### 2.7.2.1. Les intramicrites.

Les endoclastes et les bioclastes sont les deux types d'éléments figurés de ce microfaciès. Les premiers sont graveleux, les seconds plus répandus que les premiers, sont constitués par des fragments (diamètre moyen de 2mm) faits de Coraux souvent micritisés.

Les bioclastes sont constitués par des Foraminifères benthiques et planctoniques.

Les éléments figurés sont liés par des calcites micritiques.

##### 2.7.2.2. Les intrabiomicrites.

Les éléments figurés sont représentés par des endoclastes et des bioclastes.

Les endoclastes, très répandus, sont des fragments de calcaires récifaux souvent micritisés.

Les bioclastes de petites dimensions (diamètre moyen de 400 microns) ont bien conservé leur forme originelle ; par contre, les bioclastes grossiers sont roulés et émoussés ; ce sont des débris de Textularidés et de Brachiopodes.

Les éléments figurés de ce microfaciès sont cimentés par des calcites micritiques.

##### 2.7.2.3. Les biomicrites.

La teneur des éléments figurés est faible, environ 20%. Il s'agit de bioclastes et de pelleteïdes.

Les bioclastes sont très variés en composition malgré leur faible représentation ; les bioclastes de petite dimension sont bien conservés (Textularidés, Miliolidés et Foraminifères planctoniques) alors que les plus grossiers sont brisés ou émoussés (fragments de Coraux et de coquilles de Brachiopodes).

Les pelleteïdes, également très peu nombreux, sont probablement, à l'origine, des oïdes micritisés.

Nous avons remarqué également des figures de bioturbation remplies par des calcites sparitiques mélangées à des calcites microparitiques.

##### 2.7.2.4. Les biopelmicrites.

Les éléments figurés sont constitués par des bioclastes et des pelleteïdes.

Les bioclastes, majoritaires, sont répartis régulièrement. Leur dimension varie de 100 microns (Foraminifères planctoniques) à 500 microns (Miliolidés). Les autres corps sont des Algues, des fragments de Coraux, des Textularidés ; à l'exception des Miliolidés, tous les bioclastes grossiers sont brisés ou roulés.

Les pelleteïdes, assez bien représentés, sont de petites tailles (300 microns au maximum) et de forme arrondie ou ovoïde. Ils proviennent de la micritisation de bioclastes.

Des ciments micritiques et sparitiques coexistent en proportion quasi égale. Les premiers lient les éléments figurés et les seconds remplissent les perforations, les microfractures et les chambres de bioclastes.



#### 2.7.2.5. Les oopelmicrites.

Les éléments figurés de ce microfaciès consistent en des pellesoïdes, des ooïdes et des bioclastes.

Les pellesoïdes sont majoritaires et présentent des diamètres moyens de 250 microns. Ils proviennent de la micritisation des ooïdes et des bioclastes.

Les ooïdes sont arrondis ou ovoïdes avec un diamètre de 450 à 900 microns. Les noyaux des ooïdes sont de petits bioclastes (notamment des Foraminifères planctoniques et des Miliolidés) et des pellesoïdes. Ces noyaux sont enrobés régulièrement par des cortex, à structure concentrique, micritisés.

Les bioclastes sont tout particulièrement des débris de coraux.

Les calcites micritiques forment le ciment essentiel de ce microfaciès.

#### 2.7.3. Les micrites dolomitisées.

Ce microfaciès est constitué principalement par des micrites où sont noyés des cristaux de dolomite (50 microns).

La concentration des cristaux de dolomite dans certains microbancs, alternant avec les microbancs micritiques, provoque l'apparition de structures laminées observables à l'oeil nu.

Les cailloux noirs, quant à eux, sont constitués par des matières organiques amorphes en mélange avec des micrites.

Les calcites sparitiques, en très faible quantité, se substituent parfois à des bioclases (cristaux de 1000 microns).

### 3. CONCLUSIONS SUR LA PETROGRAPHIE ET LES MICROFACIES DES FORMATIONS.

Les différents microfaciès de notre terrain d'étude peuvent être regroupés en cinq grandes familles de roches carbonatées :

- la famille des roches allochimiques sparitiques ;
- la famille des roches allochimiques micritiques ;
- la famille des roches orthochimiques ;
- la famille des calcaires biolithiques ;
- la famille des calcaires diagénétiques.

Les micrites et les micrites à bioclastes appartiennent surtout aux couches à Céphalopodes et aux calcaires de Tabalcon.

A l'exception des horizons basaux faits de biosparites, les "calcaires construits de la Haute-Chaine" sont constitués par des calcaires biolithiques biohermaux. Cette formation peut être utilisée comme une limite entre les faciès vaseux plus anciens et les faciès sableux plus récents.

Les "calcaires en plaquettes", variation latérale des calcaires construits de la Haute-Chaine, correspondent surtout à des faciès biolithiques algaires, micritiques et micritiques à bioclastes.

Les calcaires de Landaize, pour leur part, ont de nombreuses variétés de microfaciès à texture sablo-graveleuse (intrasparites, intrapelsparites, biosparites, oosparites, intrabiomicrites, intrapelmicrites, biopelmicrites, pelmicrites). Localement, sur la coupe de Landaize, existent également des biomicrites dolomitisées et des dolomies pures.

Les Tidalites de Vouglans possèdent les plus grandes variétés de microfaciès ; seuls manquent les calcaires biolithiques.

Quant aux assises pürbeckiennes, elles sont représentées par des calcaires à texture gravelo-sableuse. Par rapport aux couches sous-jacentes, la dolomitisation est négligeable ; par contre, les faciès sparitiques et micritiques sont tous bien représentés. D'un autre côté, les calcaires à texture gravelo-sableuse sont représentés par des intrasparites, des intrabiosparites, des intrapelsparites, des intrapelmicrites, des intrabiomicrites, des biomicrites, des biopelmicrites et des oopelmicrites. Ces microfaciès appartiennent à la famille des roches allochimiques sparitiques et à la famille des roches allochimiques micritiques.



PLANCHES  
PHOTOGRAPHIQUES



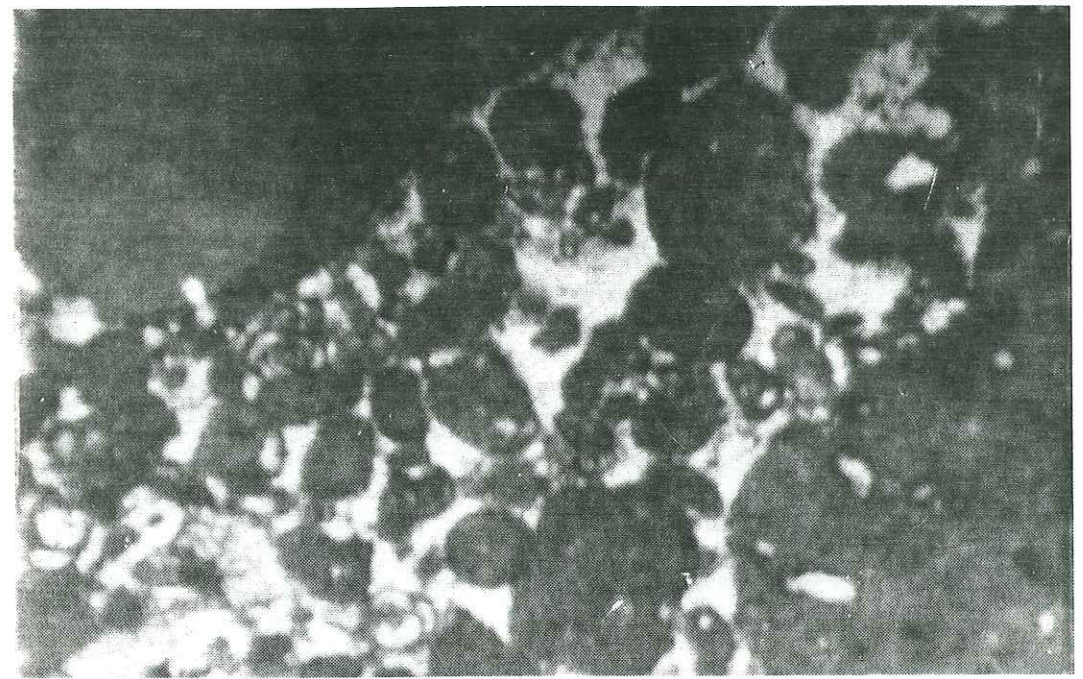


Photo 1 : Deux endoclastes parmi les éléments figurés plus petits (Assises Pürbeckiennes). Grandissement 35.

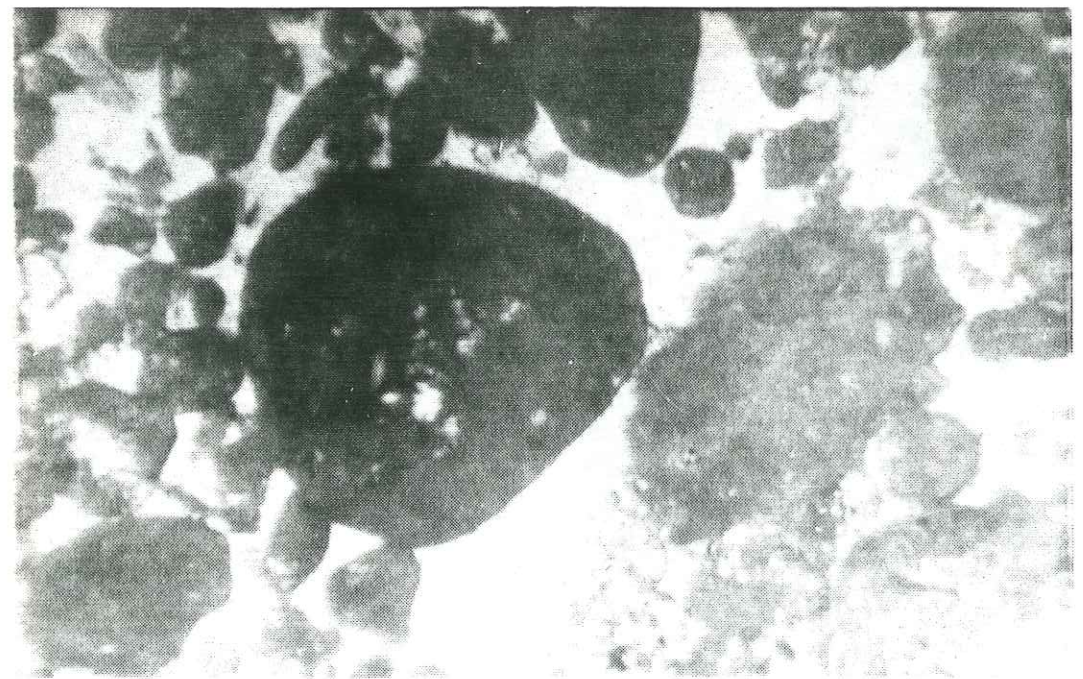


Photo 2 : Des agrégats et des endoclastes (l'intrapelsparite de l'Assise Pürbeckienne). Grandissement 35.



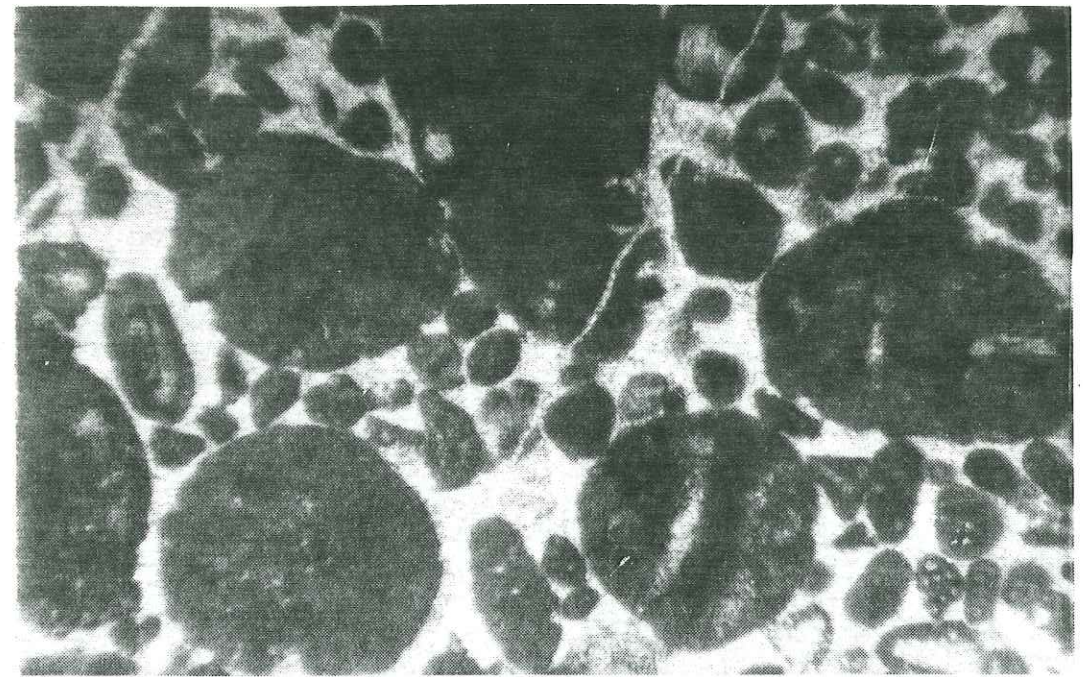


Photo 3 : La distribution très répandue des endoclastes (intrasparite des calcaires de Landaize). Grandissement 35.

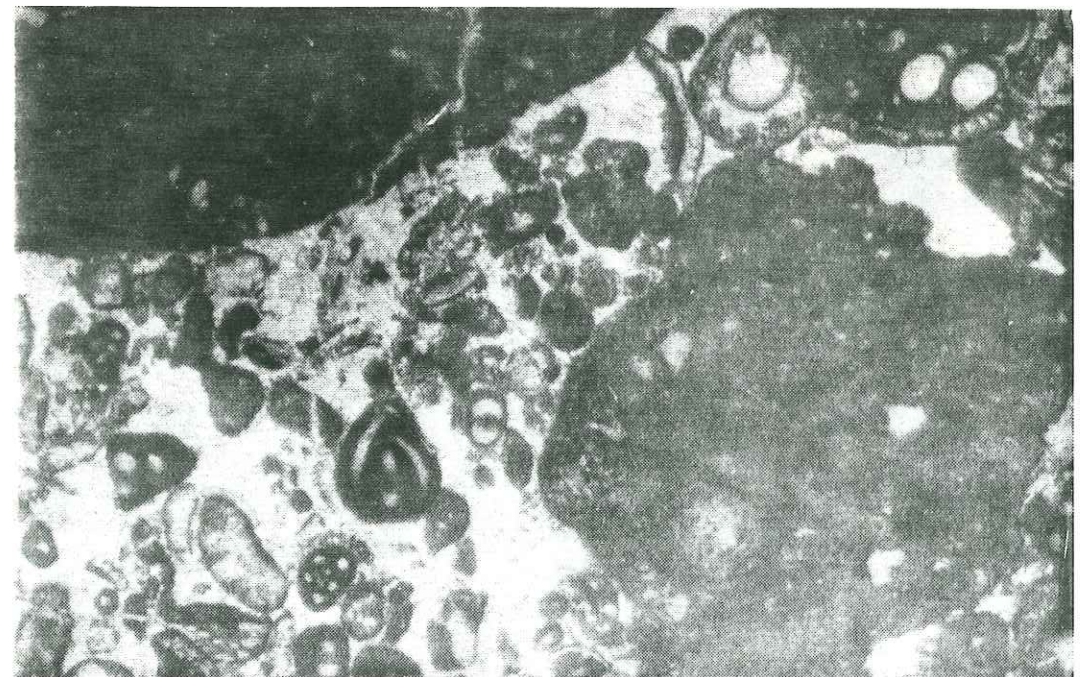


Photo 4 : Les endoclastes et les bioclastes (intrabiosparite des calcaires de Landaize). Grandissement 35.



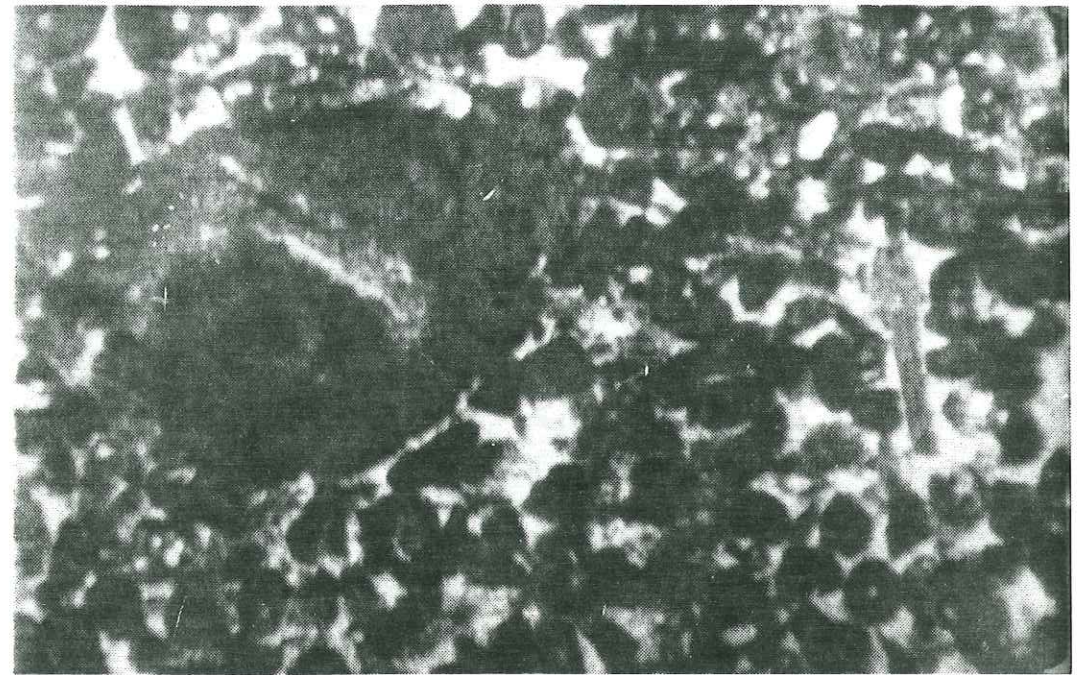


Photo 5 : Un endoclaste micritique dans l'intrapelsparite (Assises Pürbeckiennes). Grandissement 35.

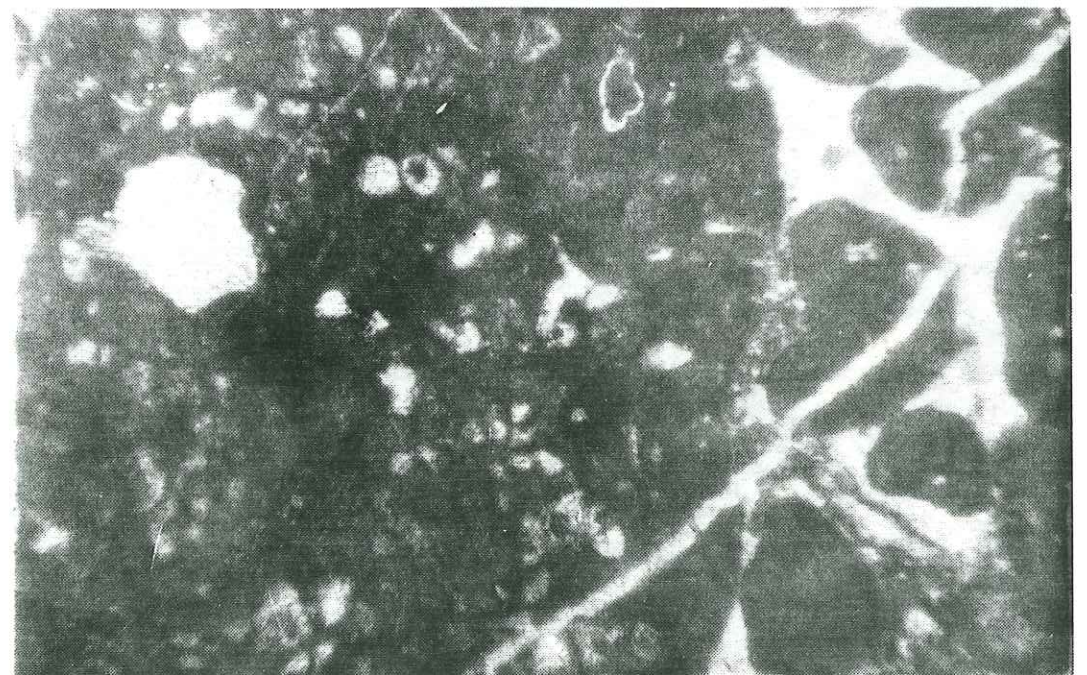


Photo 6 : Un endoclaste corallien dans l'intrabiosparite (calcaires de Landaize). Grandissement 35.



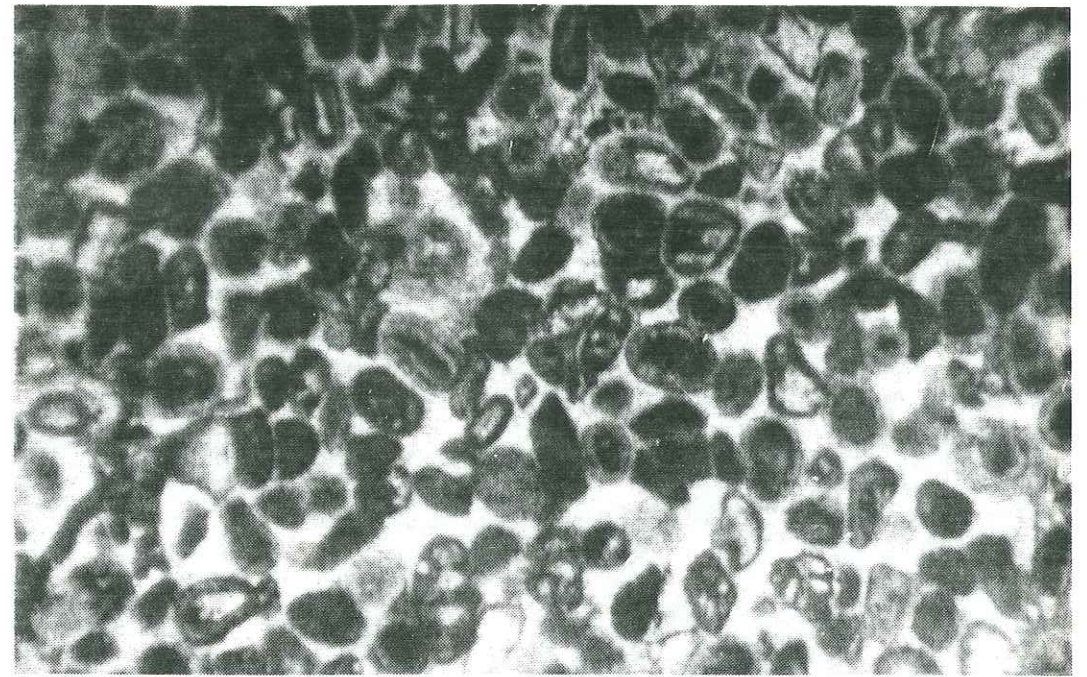


Photo 7 : La variété des noyaux des ooïdes (oosparite des calcaires de Landaize). Grandissement 35.

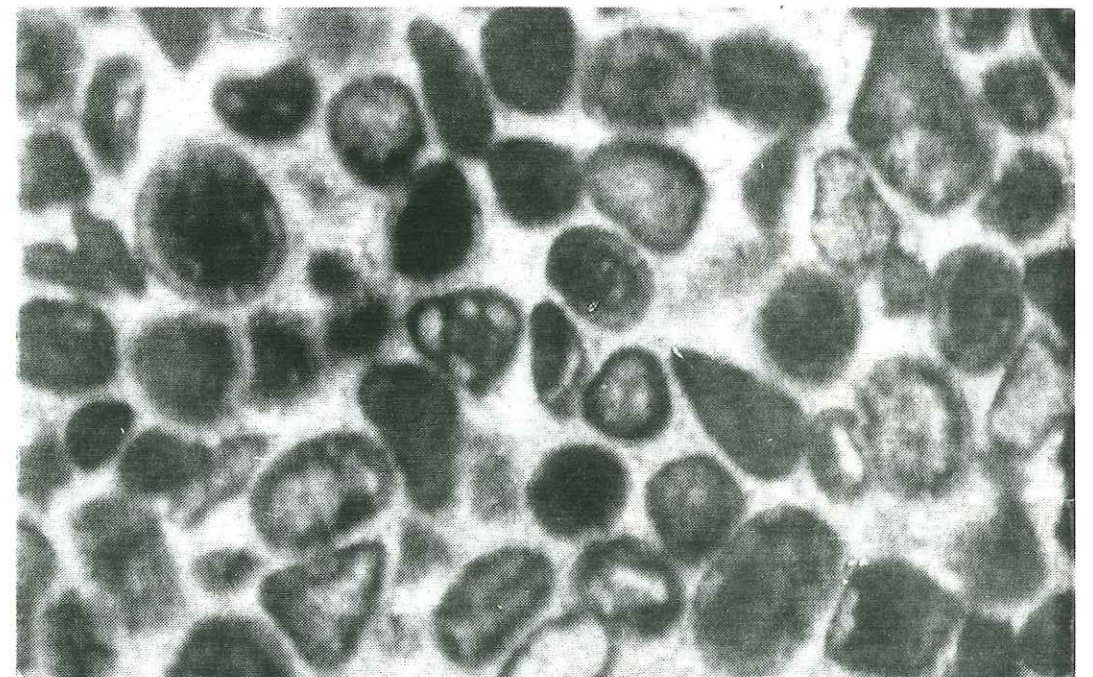


Photo 8 : Les ooïdes et les bioclastes cimentés par des calcites sparitiques en texture mosaïque (oobiosparite des calcaires de Landaize). Grandissement 35.



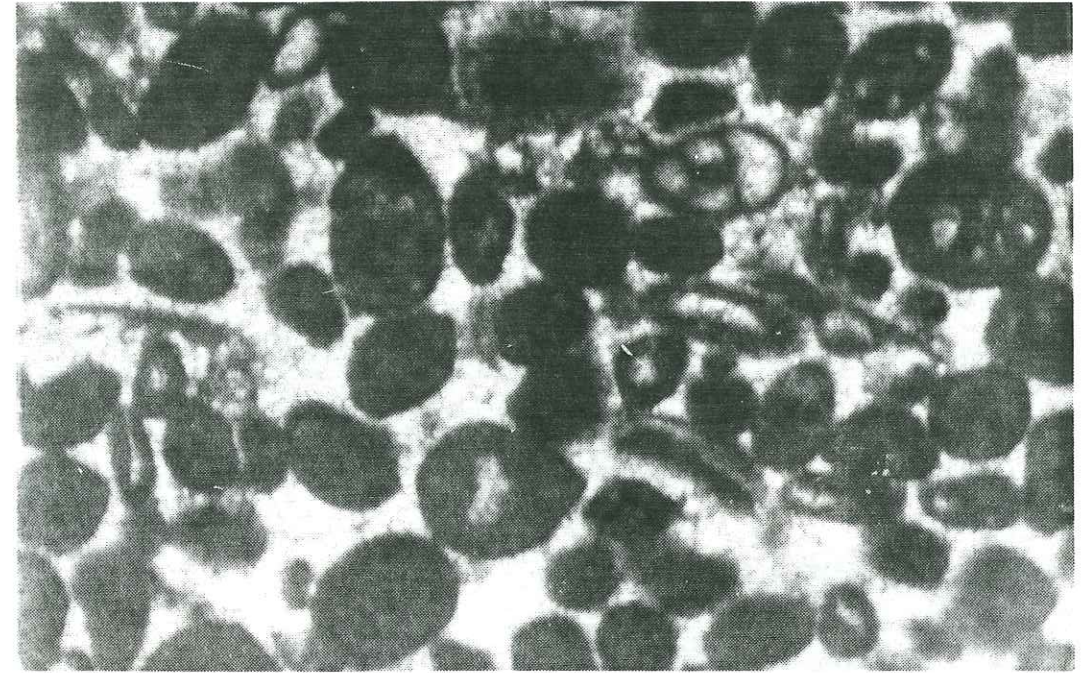


Photo 9 : Les bioclastes et les pellesoïdes de biopelsparite  
(calcaires de Landaize). Grandissement 63.

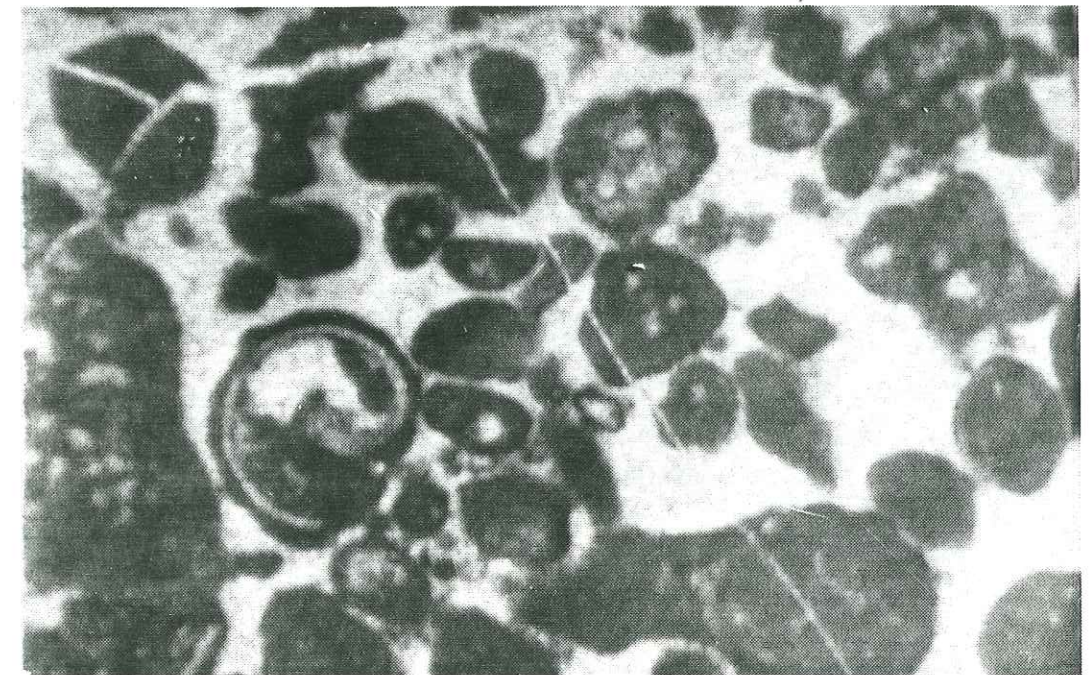


Photo 10 : Les grains squelettiques de différentes tailles dans une  
biosparite (calcaires construits de la Haute-Chaine).  
Grandissement 35.



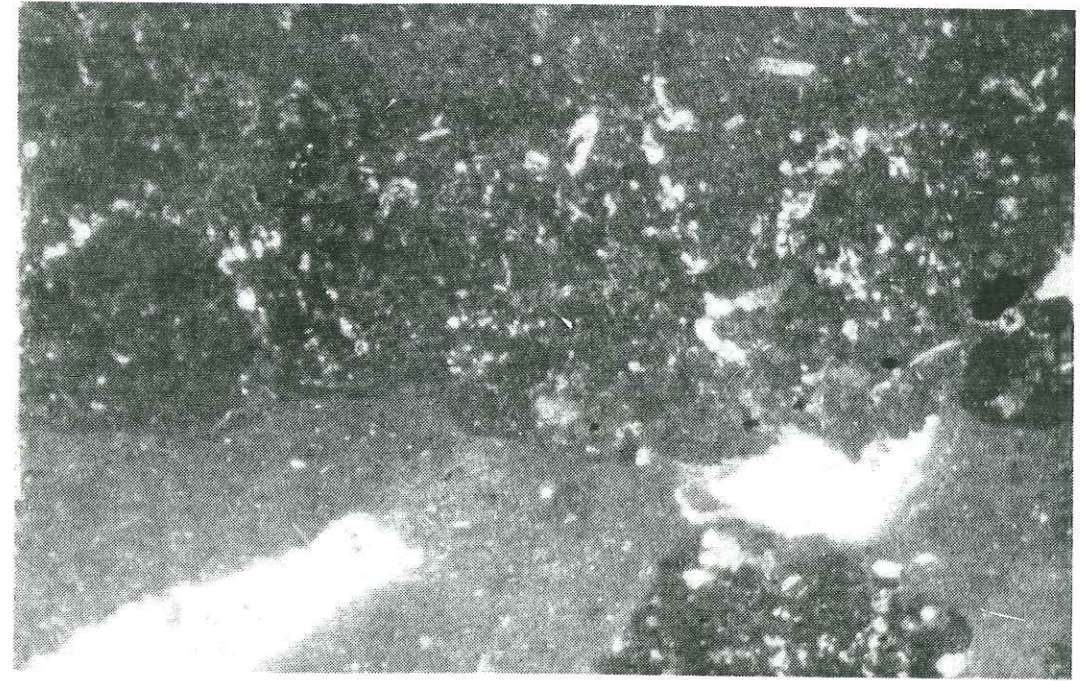


Photo 11 : Deux endoclastes micritiques dans un intramicrite à bird's-eyes (Tidalites de Vouglans). Grandissement 25.



Photo 12 : Des agrégats peu développés cimentés par des micrites (Assises Pürbeckiennes). Grandissement 25.



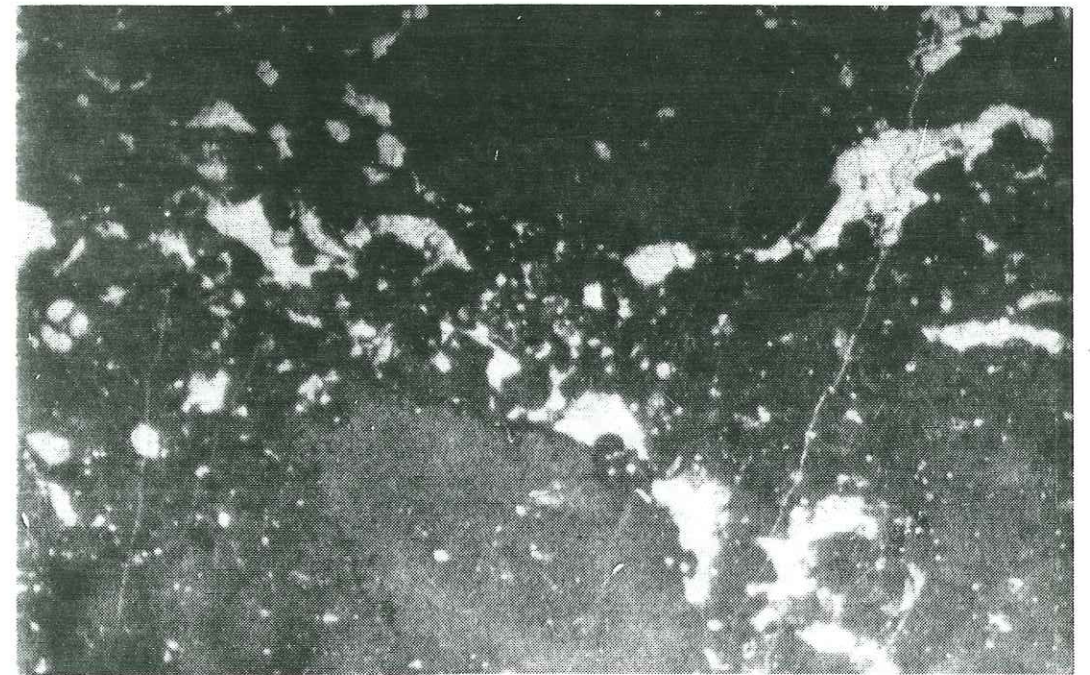


Photo 13 : Deux endoclastes micritiques dans une intrapelmicrite à structure fenêtrale remplie de calcaires sparitiques (Tidalites de Vouglans). Grandissement 25.

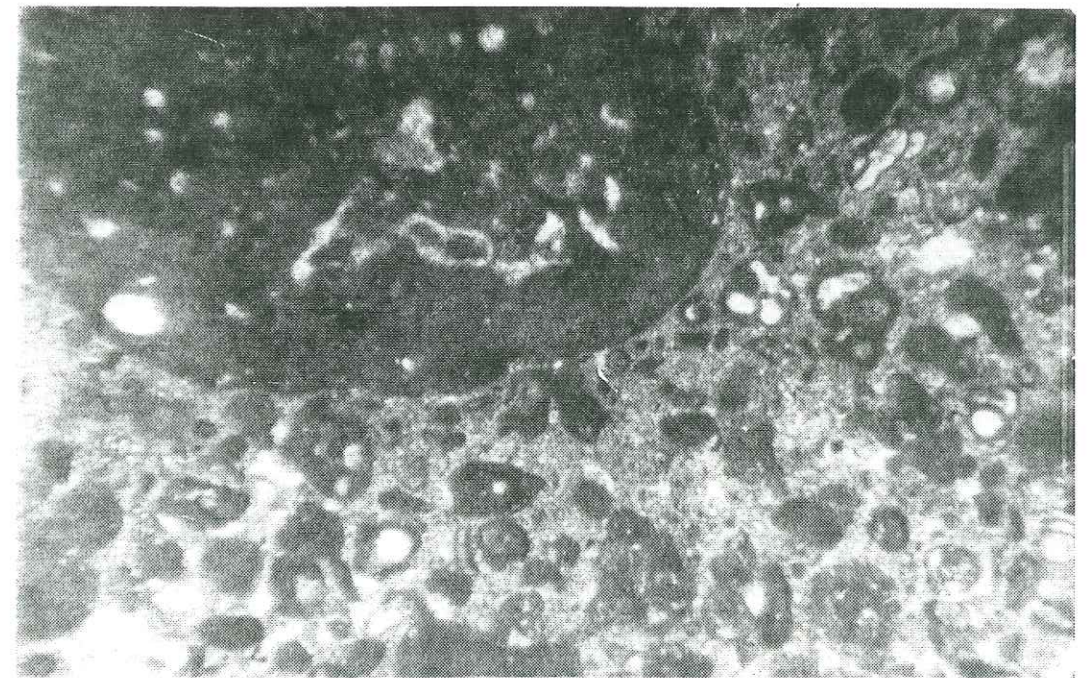


Photo 14 : Un endoclaste corallien entouré de petites bioclastes dans la phase de liaison micritique (calcaires de Landaize). Grandissement 35.





Photo 15 : Biomicrite à pellesoïdes ; les petits bioclastes sont entiers (Tidalites de Vouglans). Grandissement 35.

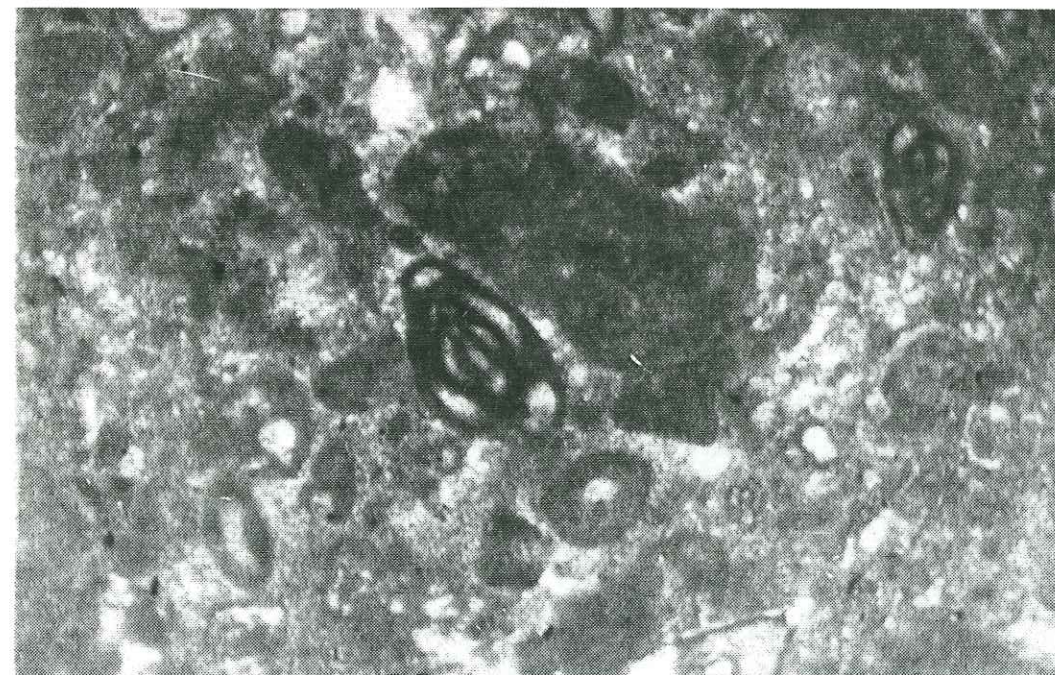


Photo 16 : Biomicrite ; les Foraminifères gardent leur forme originelle et résistent à la micritisation (Tidalites de Vouglans). Grandissement 63.



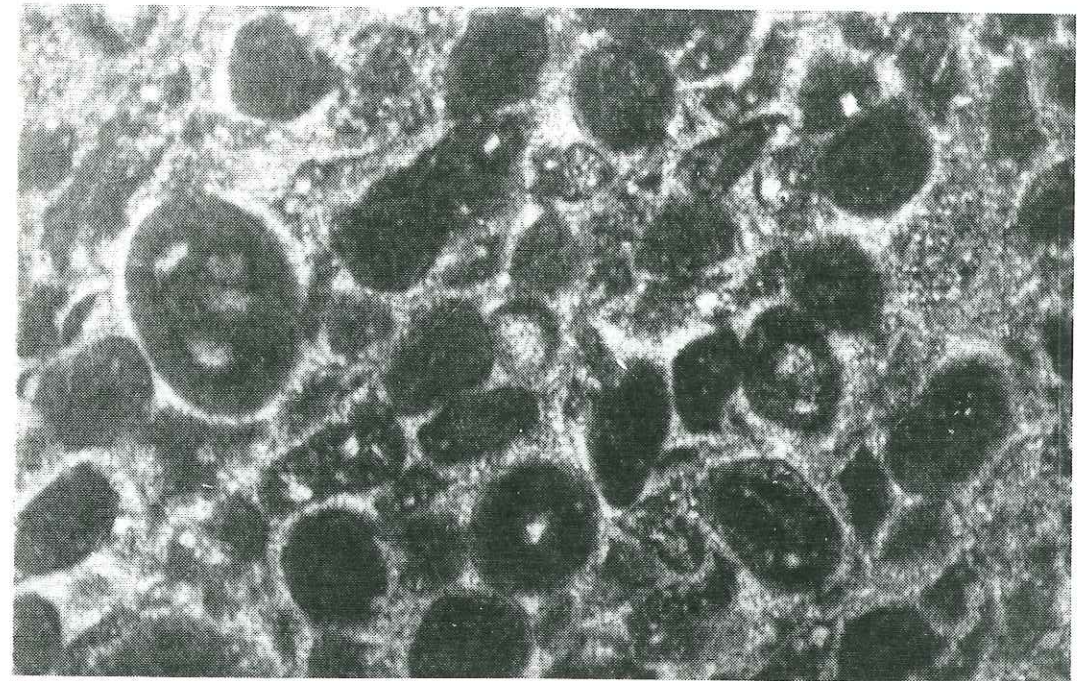


Photo 17 : Les oôides micritisés et les petits bioclastes dans une oopelmicrite (Tidalites de Vouglans). Grandissement 63.

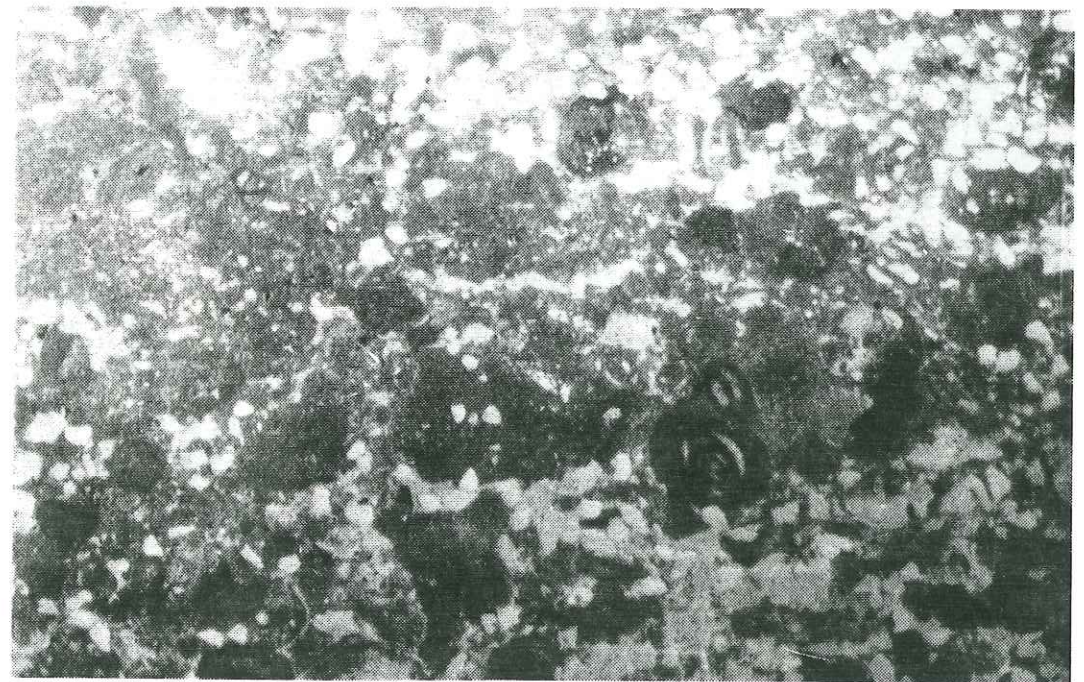


Photo 18 : Pelmicrite à quartz (calcaires de Landaize). Grandissement 63.



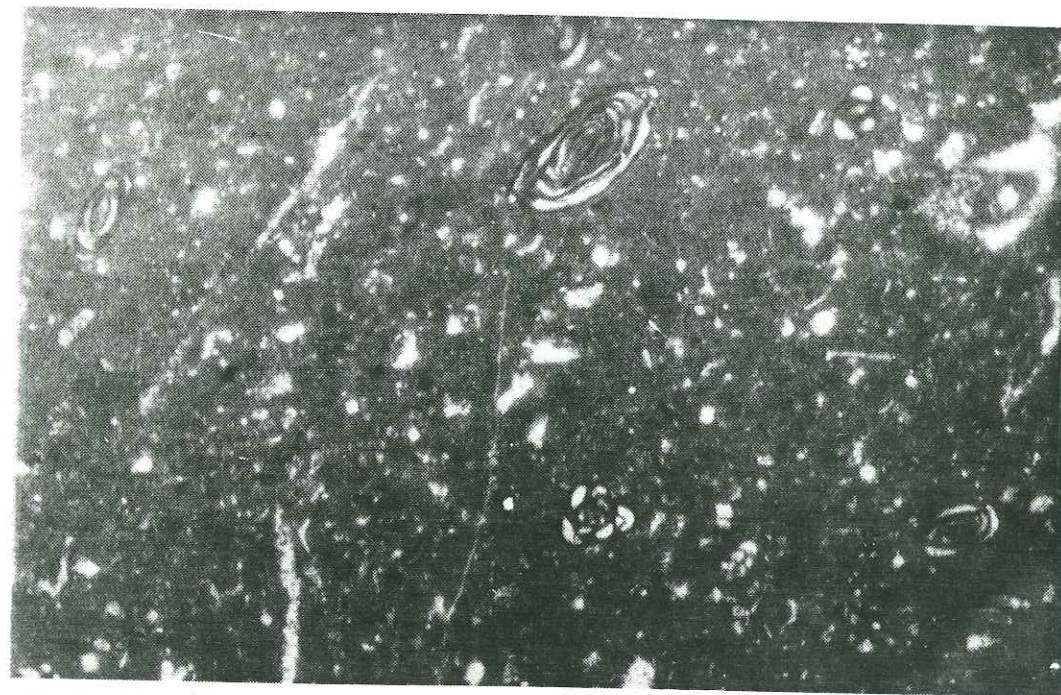


Photo 19 : Micrite à Foraminifères (Tidalites de Vouglans). Grandissement 25.

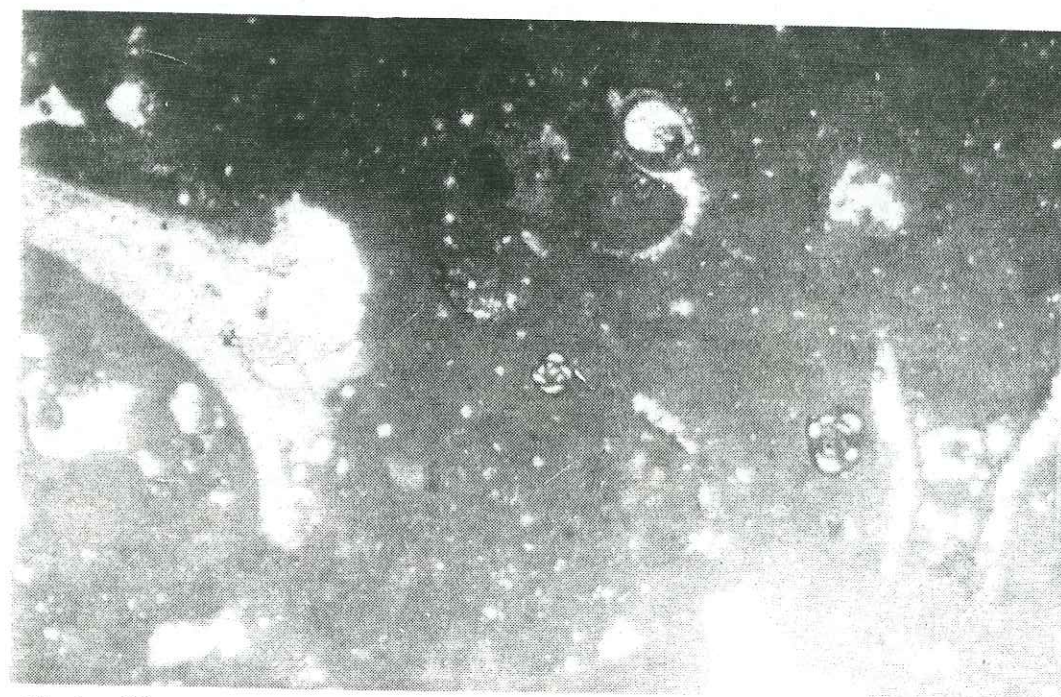


Photo 20 : Micrite à Gastéropodes ; les Gastéropodes sont brisés tandis que les Foraminifères sont entiers (calcaires de Landaize). Grandissement 25.





Photo 21 : Micrite (Tidalites de Vouglans). Grandissement 25.

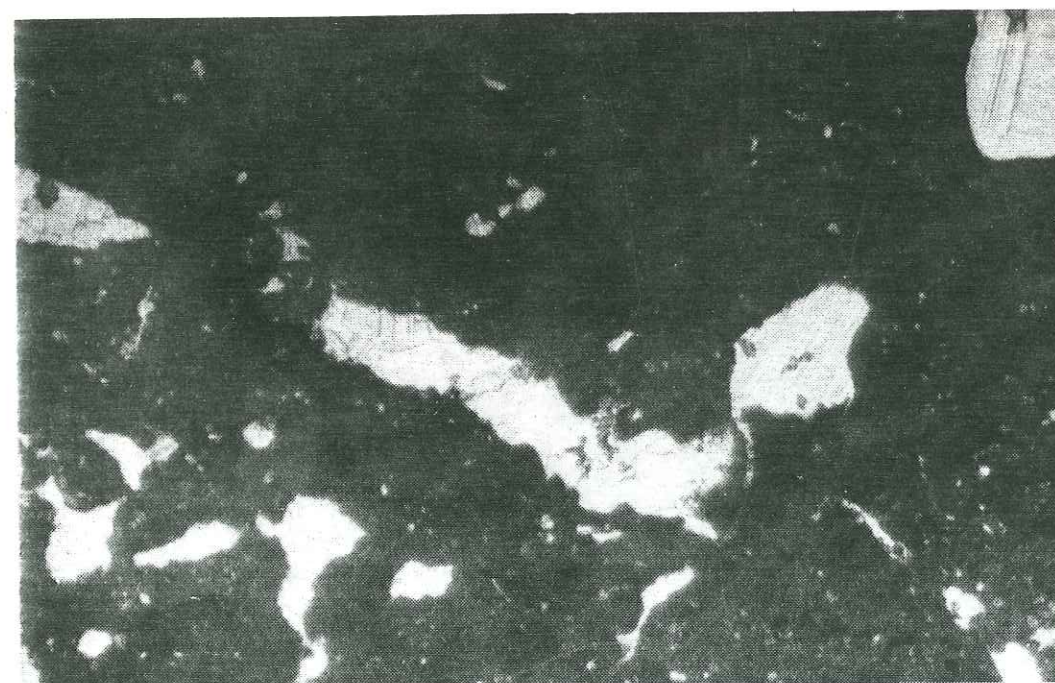


Photo 22 : Micrite à bird's-eyes (Tidalites de Vouglans). Grandissement 25.



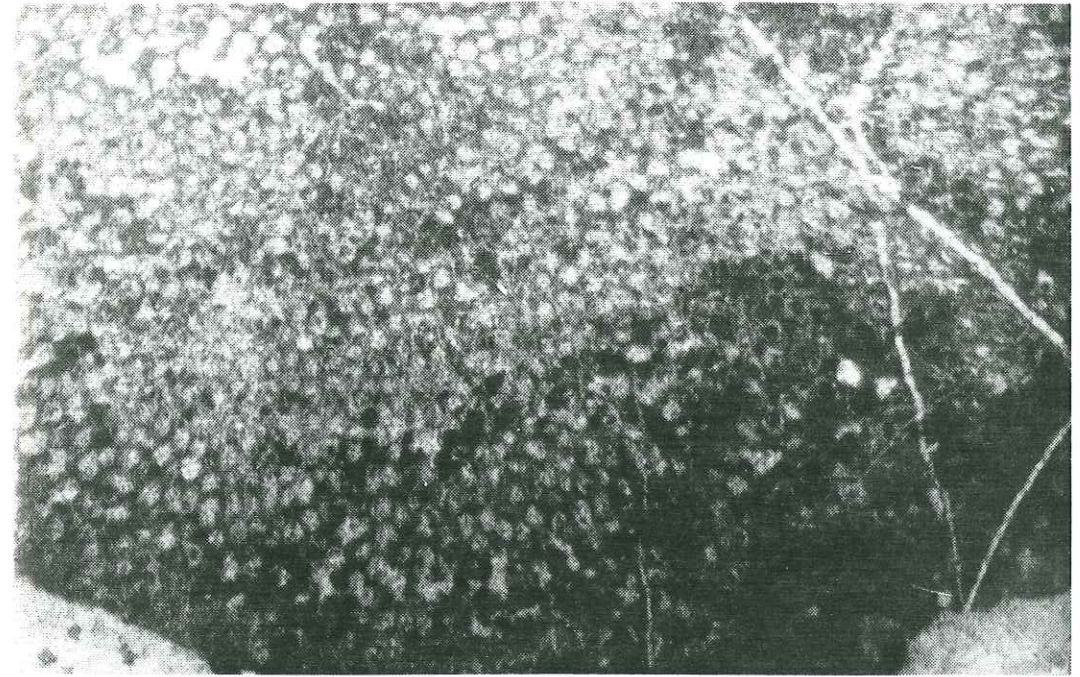


Photo 23 : Les coraux dans les calcaires biolithiques (calcaires construits de la Haute-Chaine). Grandissement 25.

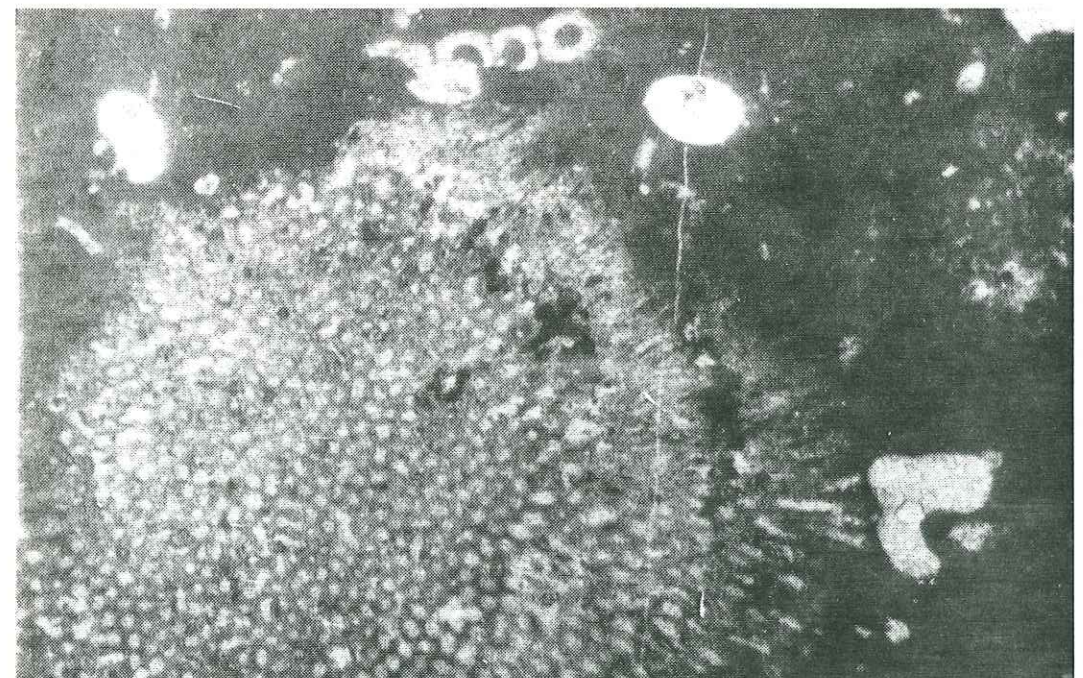


Photo 24 : Les coraux et les Algues dans des calcaires biolithiques à biomicrites (calcaires construits de la Haute-Chaine). Grandissement 25.



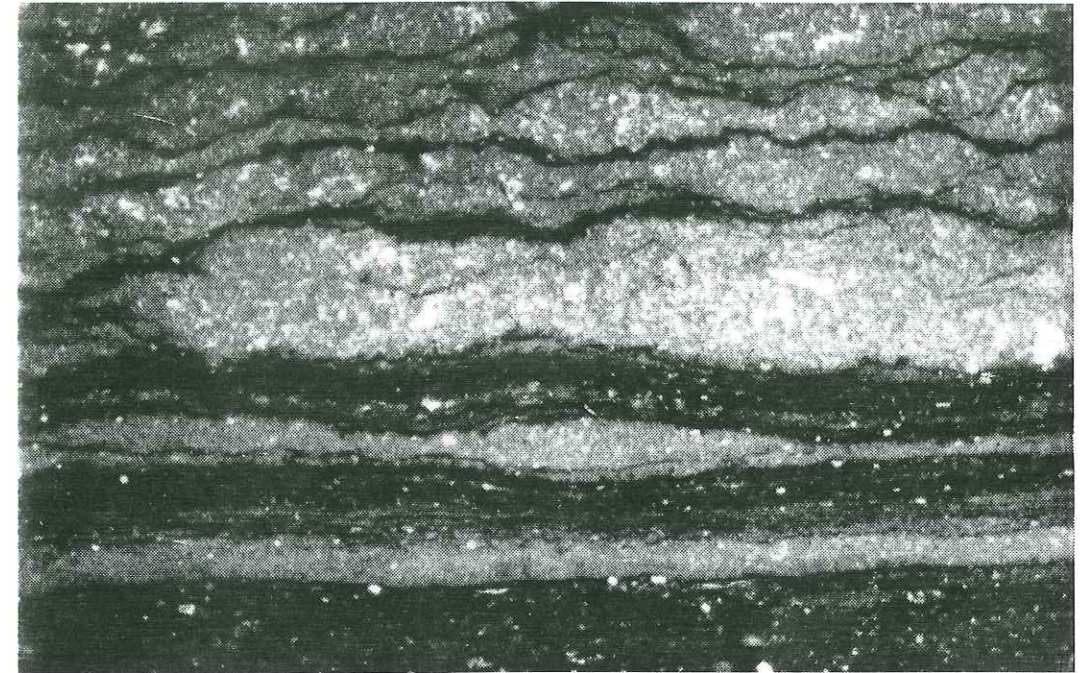


Photo 25 : Les calcaires biolithiques alguaire ; la structure laminée est bâtie par l'alternance des algues apportants de la matière organique et des lamines micritiques (calcaires bitumineux). Grandissement 25.

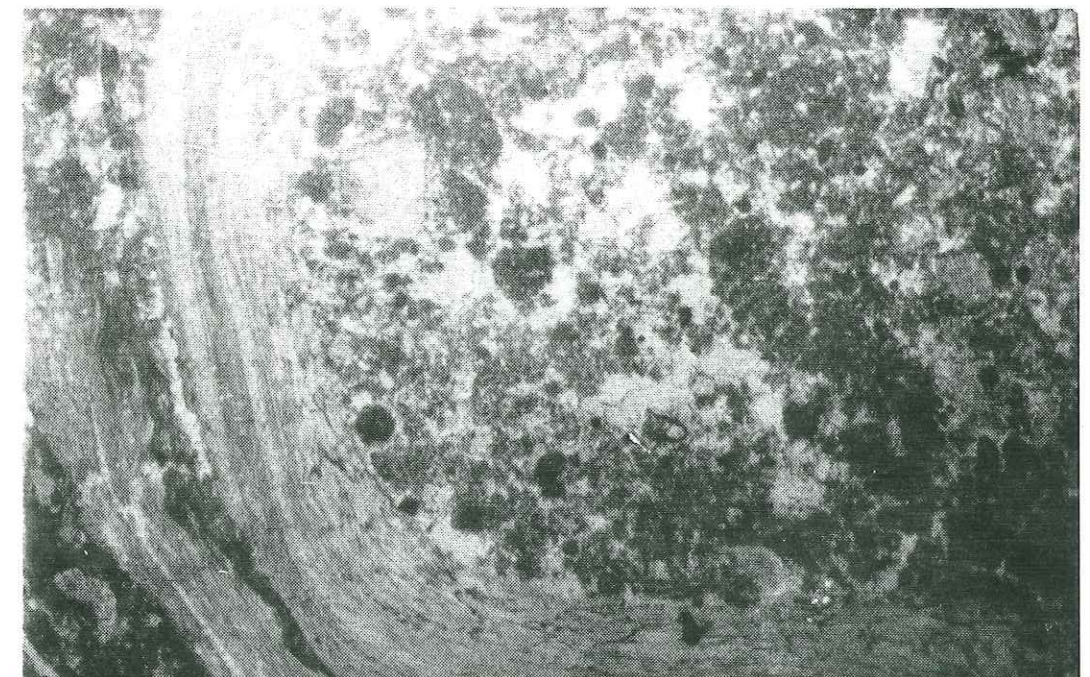


Photo 26 : Structure en encroûtement bâtie par des tests de Brachiopodes et de bioclastes micritisés (calcaires construits de la Haute-Chaine). Grandissement 25.



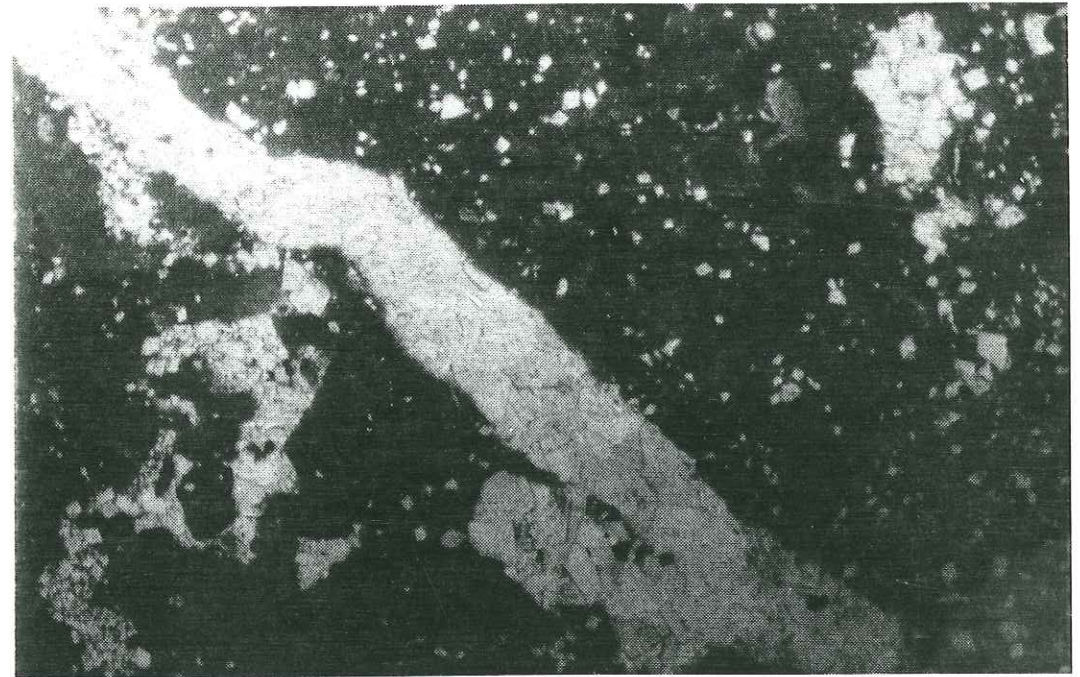


Photo 27 : Pelmicrites à keystons-vugs et à fractures ; ces deux structures sont remplies de calcites sparitiques (Tidalites de Vouglans). Grandissement 25.

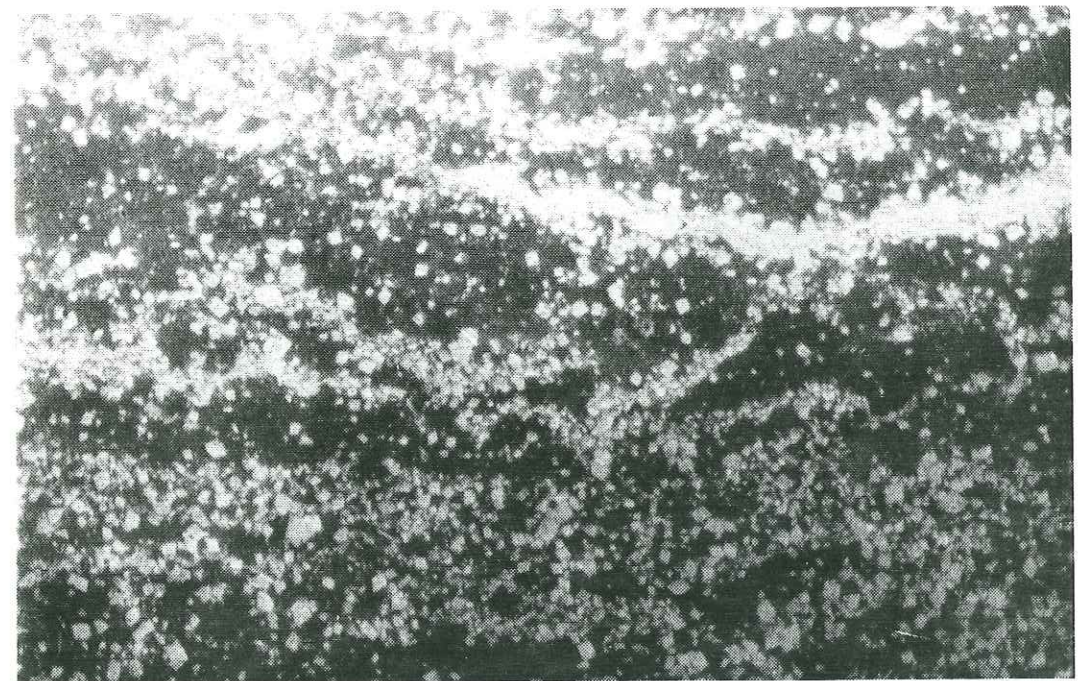


Photo 28 : Micrite à tapis alguaire dolomitisés (Tidalites de Vouglans). Grandissement 25.



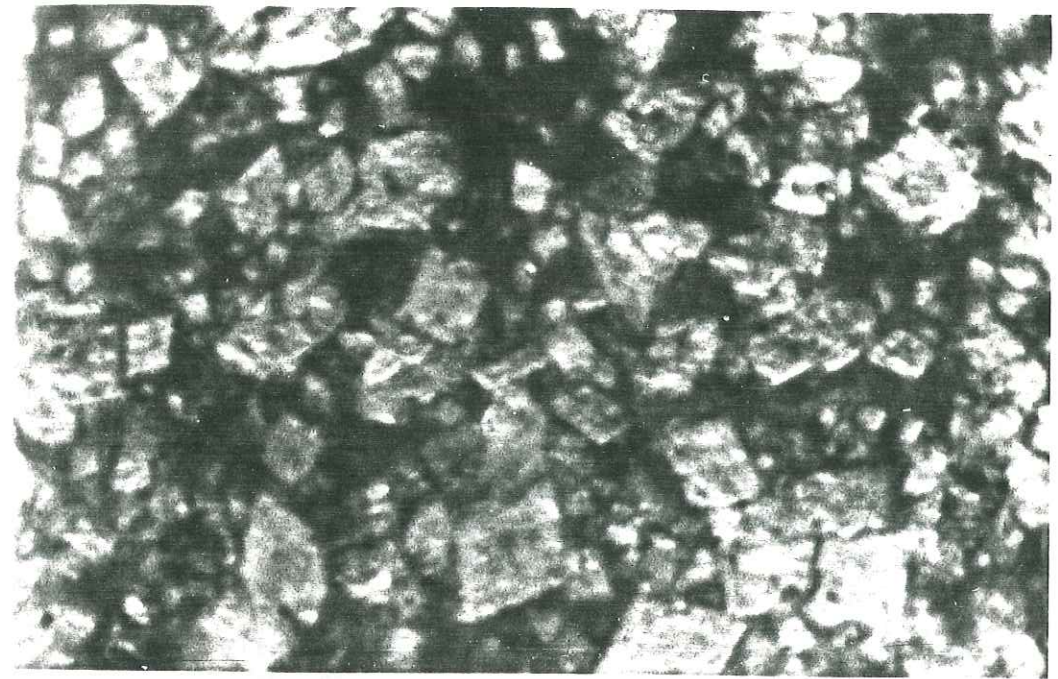


Photo 29 : Dolosparite à micrite (Tidalites de Vouglans).  
Grandissement 100.

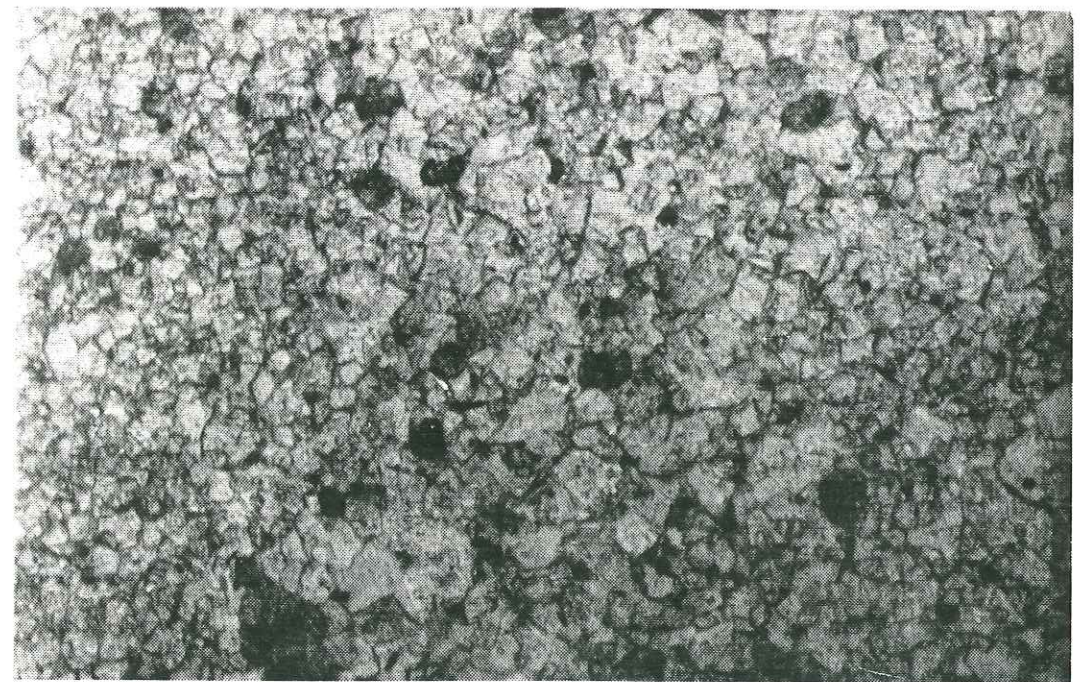


Photo 30 : Calcaires recristallisés (Tidalites de Vouglans).  
Grandissement 63.



## CHAPITRE V : ENVIRONNEMENT DU DEPOT DES CALCAIRES ET SEQUENCES DES MICROFACIES.

### 1. INTRODUCTION.

A partir des études des éléments figurés carbonatés, de leur phase de liaison, du rapport de l'un avec les autres et des aspects sédimentologiques particuliers, nous pouvons reconstituer les milieux de dépôt de roches carbonatées et leur environnement. L'étude des microfaciès selon des verticales permet de déduire les séquences d'une formation et, dans le sens horizontal, de connaître les variations de faciès de certains niveaux stratigraphiques.

Selon le Groupe Elf-Aquitaine (1975), un fondement essentiel de la "paléo-sédimentologie" se trouve dans l'étude approfondie des modèles actuels : si certains aspects des équilibres écologiques peuvent avoir changé au cours des temps géologiques, certains aspects fondamentaux sont demeurés stables.

### 2. LES MILIEUX DE DEPOT DES ROCHES CARBONATEES (Elf-Aquitaine, 1975 ; Pürser, 1980 ; Bernier, 1984).

Un environnement de dépôt peut être défini selon divers paramètres : physiques, chimiques, biologiques et géomorphologiques (Reineck & Singh, 1973). Selon le Groupe Elf-Aquitaine (1975), le milieu de dépôt est la résultante d'un ensemble de conditions biologiques, physico-chimiques et topographiques qui se sont perpétuées durant un certains temps, temps pendant lequel s'effectue le dépôt sédimentaire dans une aire déterminée. Les grands types de milieu de dépôt correspondent au domaine continental et au domaine marin. La limite entre les deux domaines forme la zone littorale. Le terme de littoral recouvre différents sens selon les auteurs, surtout pour la zonation de ce milieu. Suivant le Groupe Elf-Aquitaine (1975) et Bernier (1984), nous avons retenu les termes les plus largement utilisés (du continent vers le bassin) : la zone supratidale, la zone intertidale et la zone subtidale.

#### Le domaine marin peu profond.

La distinction des différents types du milieu marin a été basée principalement sur la variation de topographie du fond de la mer et de la profondeur de l'eau : à cet égard, nous distinguons deux milieux de dépôt : la plate-forme et le bassin. La plate-forme est toujours couverte d'une tranche d'eau dont l'épaisseur varie de 0 à 200 mètres en-



viron avec une topographie du fond de la mer peu inclinée. Séparé de la plate-forme par une pente plus ou moins raide, le bassin se situe au-delà, où les eaux atteignent des profondeurs plus grandes.

L'apparition d'un haut-fond, qui est normalement le siège privilégié d'une barrière récifale, peut modifier les deux milieux précédents en plusieurs milieux de dépôt. La figure 30 illustre la variation du profil des aires des dépôts carbonatés en fonction de la position de la barrière récifale.

Dans un milieu de plate-forme, surtout de plate-forme interne, l'énergie du milieu est contrôlée par les marées et par les courants et on distingue les trois environnements suivants (Shinn, 1983 ; Bernier, 1984) :

#### - La zone supratidale :

Elle n'est envahie que par les hautes marées de vives eaux. Vers le haut, cette zone s'achève avec la disparition des influences marines. Dans l'île Andros des Bahamas, la zone supratidale comprend les chenaux et la zone marécageuse. Dans le Golfe Persique, elle correspond à la partie supérieure des sébkhas.

#### - La zone intertidale :

Cette zone correspond à une zone qui est quotidiennement découverte par le mouvement de flot et de jusant. Dans l'île Andros des Bahamas, la zone intertidale correspond à la bade des chenaux.

#### - La zone subtidale :

Elle est toujours couverte par l'eau de mer.

### 3. LES ASPECTS SEDIMENTOLOGIQUES PARTICULIERS DES DEPOTS CARBONATES.

Les aspects sédimentologiques particuliers d'un dépôt sont régis par les conditions physico-chimiques et biologiques, d'une part et géomorphologiques de l'environnement, d'autre part. Dans les dépôts actuels, nous pouvons observer le lien existant entre l'environnement du dépôt et le résultat. Dans un dépôt ancien, il n'y a que des empreintes géologiques incomplètes et rudimentaires.

Nous proposons une revue des différents aspects sédimentologiques particulièrement adaptés à la région étudiée (Bathrust, 1971 ; Reineck & Singh, 1973 ; Groupe Elf-Aquitaine, 1975) ; Pürser, 1980 ; Shinn, 1983

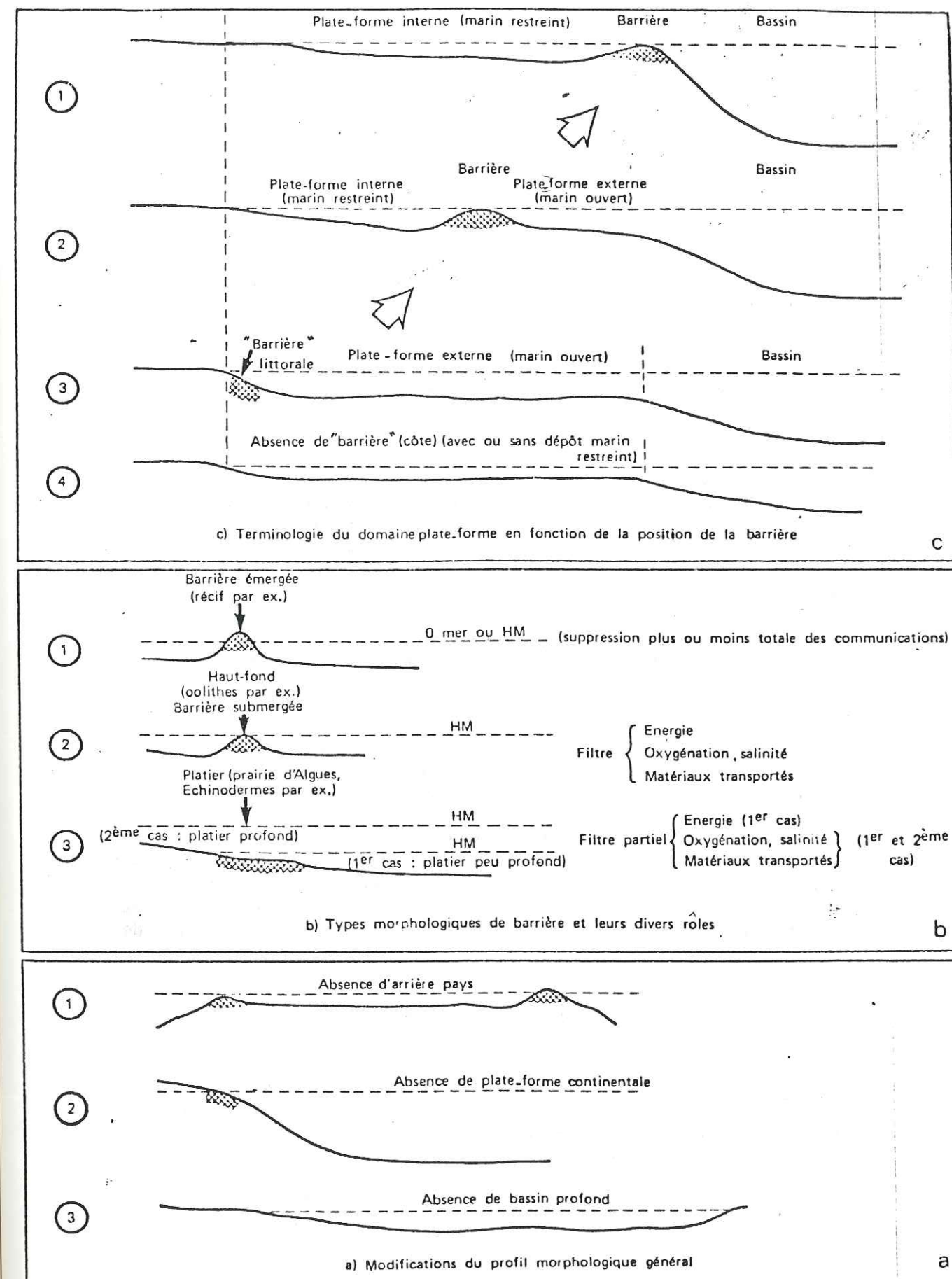


Fig. 30 : Variation du profil des aires de dépôts carbonatés (in groupe Elf-Aquitaine, 1975).



et Bernier, 1984), avant d'aborder le sujet de l'environnement du dépôt correspondant aux séquences et microfaciès des formations du Jura méridional décrites précédemment.

Ainsi, d'après Pürser (1980), dans un milieu marin peu profond, les structures sédimentaires particulières d'un dépôt carbonaté sont d'origine mécanique, d'origine biophysique et d'origine biologique.

### 3.1. Les structures d'origine mécanique.

Les plus importantes comme indicateur d'un milieu sont la stratification, les chenaux, les fentes de dessiccation et les structures dues aux bulles de gaz.

Les chenaux sont caractérisés par une surface basale d'érosion qui coupe les sédiments sous-jacents. En zone intertidale ils sont formés principalement par la marée descendante. Les dépôts de chenaux sont représentés par des calcaires sablo-graveleux à stratification entrecroisée. Dans la zone intertidale, on peut observer également des vases laminés.

Les fentes de dessiccation se produisent par évaporation de l'eau interstitielle dans la zone supratidale-intertidale supérieure. La forme idéale est hexagonale.

Dans la zone de balancement des marées, nous pouvons également observer des structures sédimentaires déterminées par les effets des gaz : les bird's-eyes et les keystone-vugs. Les bird's-eyes sont des cavités de gaz dans des sédiments boueux, généralement dus à la décomposition de la matière organique. Les keystone-vugs se trouvent dans des calcaires sablo-graveleux comme ceux des "beach-rock". Ils sont formés par suite du brassage de l'air par le sédiment sableux roulé par les vagues. En lame mince, le diamètre d'un keystone-vug peuvent atteindre plusieurs fois celui des grains qui l'entourent. D'autre part, la dimension des keystone-vugs est nettement supérieure à celle des bird's-eyes.

### 3.2. Les structures d'origine biophysique.

Ce sont les stromatolithes caractéristiques, le plus souvent, du milieu intertidal. Les stromatolithes sont liés à l'existence des algues. Leur disposition fondamentale est un mince tapis à la surface du sédiment qui conduit à une structure laminaire. Actuellement, cette lamination consiste en une alternance de sédiments détritiques fins et de couches gris foncé ou brunes faites d'algues vivantes (Pürser, 1980). Ces stromatolithes sont caractérisés surtout par l'accroissement vertical des tapis algaires.

### 3.3. Les structures d'origine biologique.

Perforation et bioturbation sont les deux structures sédimentaires liées aux activités des organismes benthiques. La bioturbation est produite par des organismes benthiques fouisseurs qui attaquent les sédiments encore meubles en cherchant leur nourriture. Les perforations sont dues à des végétaux comme les algues et les champignons qui peuvent perforer des substrats durs. Sur des lames minces de calcaires sableux, perforation et bioturbation peuvent être facilement différenciées car la première coupe les grains, alors que le second les déplace.

Groupe Elf-Aquitaine (1975) a présenté un sommaire des critères de caractérisation des milieux de dépôts calcaires (Tableaux I, II et III).

## 4. SEQUENCE STRATIGRAPHIQUE DES SERIES CARBONATEES.

Par définition, la séquence lithologique est la suite naturelle d'au moins deux lithofaciès séparés uniquement par un joint de stratification et la série est une répétition de séquences. Entre les séquences il y a des limites qui sont des discontinuités sédimentologiques d'importance diverse : interlit, surface de stratification interbanc (diastème), surface taraudée, durcie ou ravinée, discordance stratigraphique ou angulaire (Elf-Aquitaine, 1975).

Dans les séquences des sédiments silico-détritiques, la polarité d'une séquence est déterminée par son évolution granulométrique. Une séquence positive est caractérisée par la granulométrie décroissante vers le haut, une séquence négative dans le cas contraire. La polarité d'une séquence est gouvernée par l'évolution de l'énergie du dépôt. A l'échelle du bassin (méga-séquence), la séquence positive traduit une transgression (moins marin à la base et plus au sommet), et la séquence négative une régression.

Les dépôts carbonatés sont généralement des produits d'un régime tectonique faible. Ce sont des dépôts intrabassins fortement liés à l'activité des organismes (Ham, 1962). Les séquences des séries carbonatées n'ont pas le caractère général, à l'échelle du bassin, de celles des dépôts silico-détritiques. Selon Pürser (1980), dans une séquence de dépôt carbonaté de la zone littorale, l'apparition de dolomie constitue le dernier terme d'une séquence régressive.

Les figures 31 A et B donnent les exemples d'une séquence négative (base Dunham, 1962 ; et base Folk, 1962).



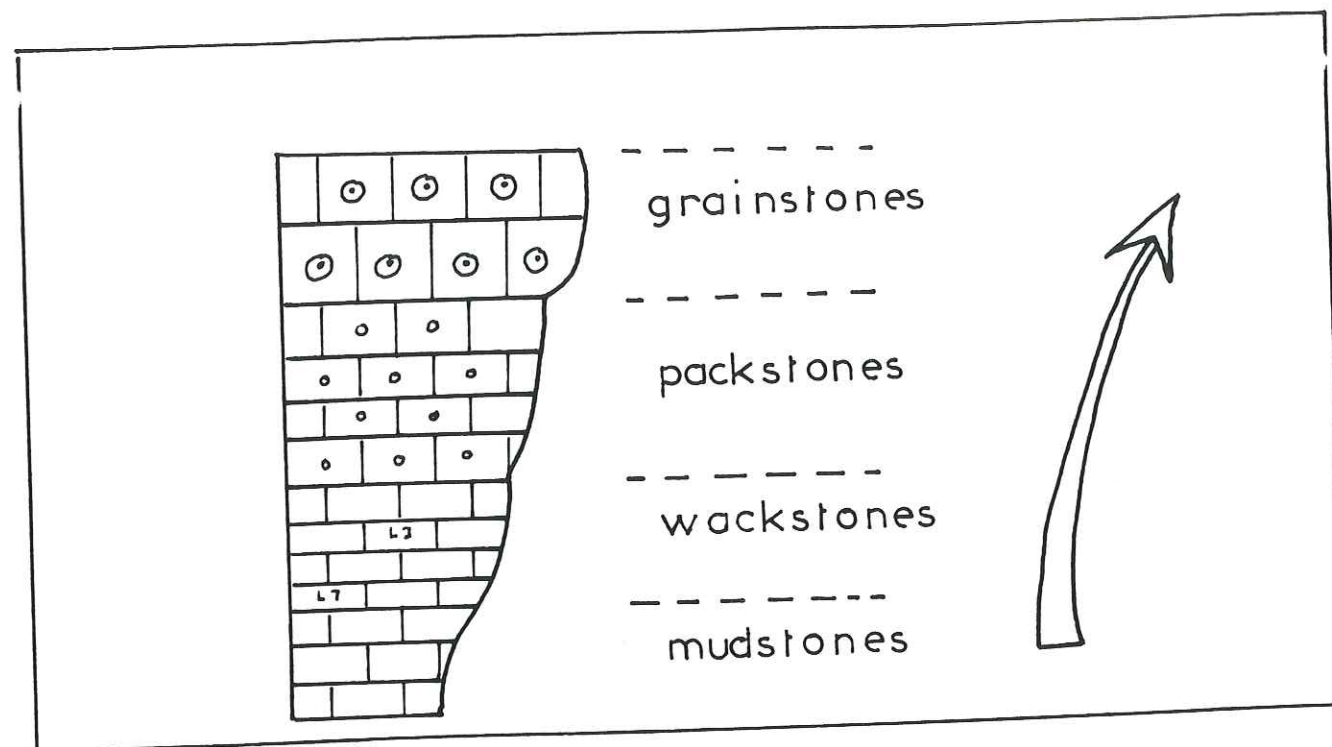


Fig. 31.A : Séquence négative (base Dunham, 1962) in groupe Elf-Aquitaine (1975).

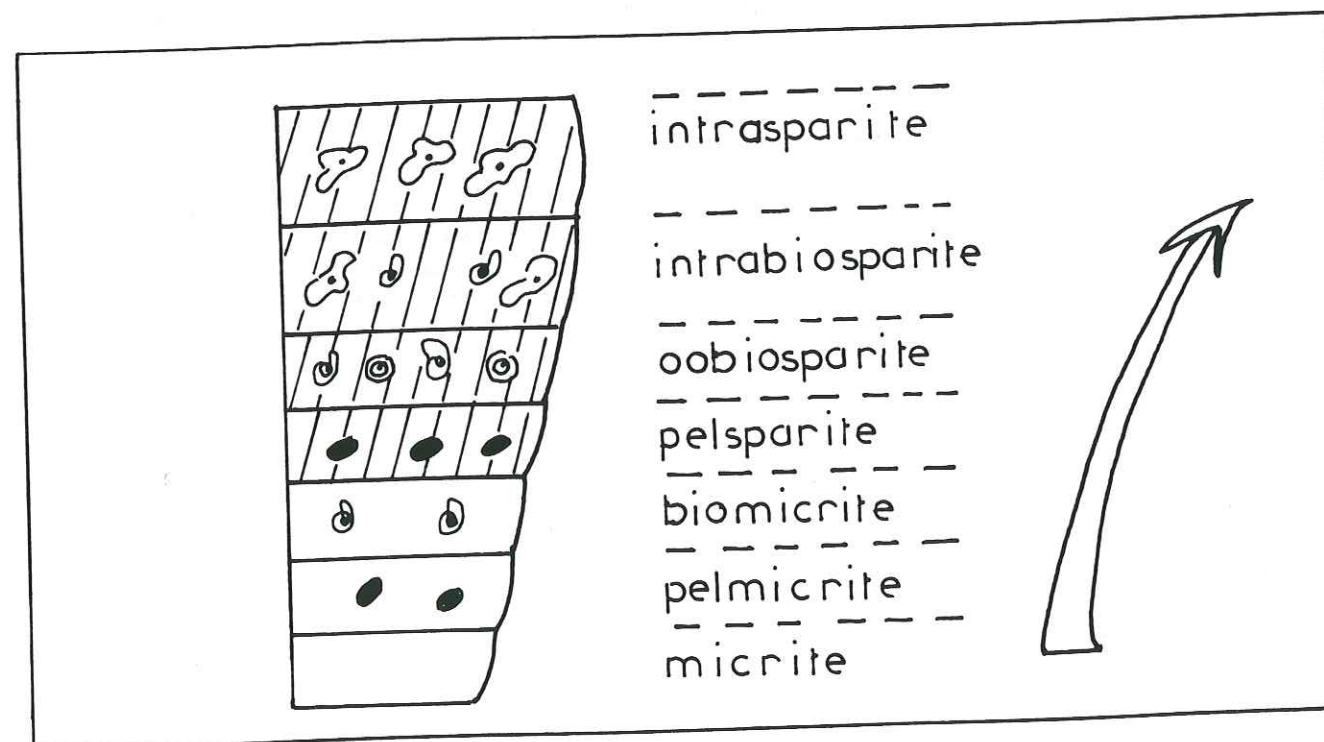


Fig. 31.B : Séquence négative (base Folk, 1962) in groupe Elf-Aquitaine (1975)

PROFIL PALÉOGÉOGRAPHIQUE		Morphologie			
		Bathymétrie			
		Chimisme			
		Conti	Supra	Intertidal	Subtidal
		Plate-forme interne	Barrière	Plate-forme externe	Bassin
		Domaine restreint	Domaine ouvert ou marin ouvert	marin ± profond	Pente
		Haute mer	Basée mer		
CRITÈRES BIOLOGIQUES					
ÉLÉMENTS FIGURÉS					
Forams benthiques imperforés + Arenacés					
Forams benthiques perforés					
Forams pélagiques					
Radiolaires					
Spongiaires					
Coraux					
Bryozoaires					
Brachiopodes					
Annélides					
Gastéropodes					
Rudistes					
Coprolithes (Crustacés)					
Ostracodes (non pélagiques)					
Crinoïdes					
Tentaculitidés					
Faunes pélagiques					
Bioclasts roulés					
Bioaccumulation monogénétique					
Accumulation de tests variés					
Rhodophycées					
Udoteacées (Codiacees)					
Dasycladacées					
Porostromata (ex : Girvanellae)					
Cyanophycées					
Biopisolithes					
Agréats					
Charophytes					
ÉLÉMENTS FIGURÉS NON CARBONATÉS					
Silice (issue d'organismes siliceux)					
Lignite, charbon					
PHASE DE LIAISON					
Micrite					
Sparite et microsparite					
Dolomiticrite					
ASPECTS PARTICULIERS					
Bioturbation, perforations de sédiments non indurés					
Sol fossile					
Perforations en sédiments indurés					
Copeaux algaires					
Encroûtements organiques					
Fenestres (Birdseyes)					
Rhodolithes					
Stromatolithes, tapis algaire					
Oncolithes					
Biscuits algaires					
Pellets algaires					
Boundstones (hormis stromatolithes)					
Trottoirs à Algues					

Tableau I : Critères biologiques de caractérisation des milieux de dépôt carbonaté (in Groupe Elf-Aquitaine, 1975).







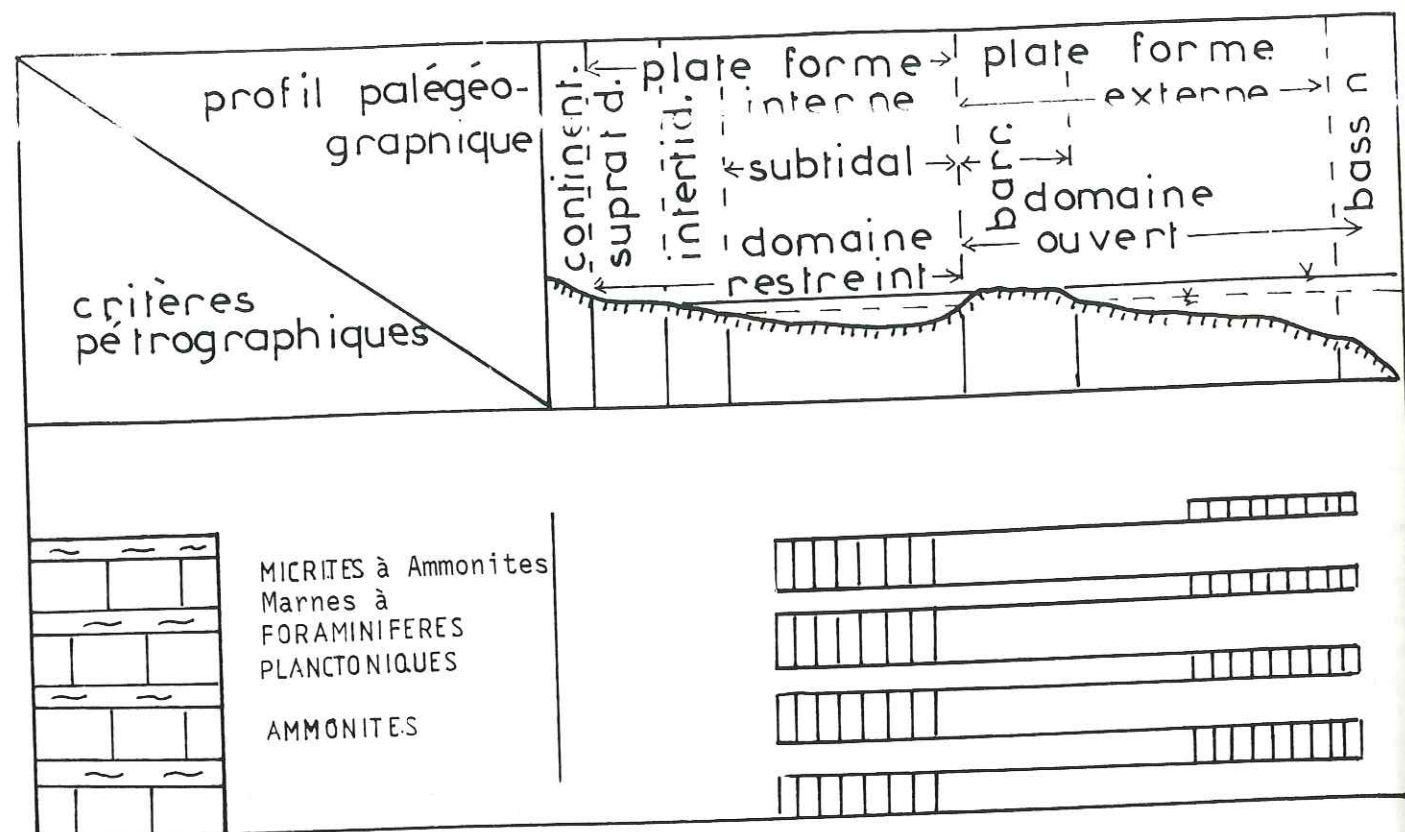


Fig. 32 : Environnement du dépôt de séquence élémentaire des Couches à Céphalopodes.

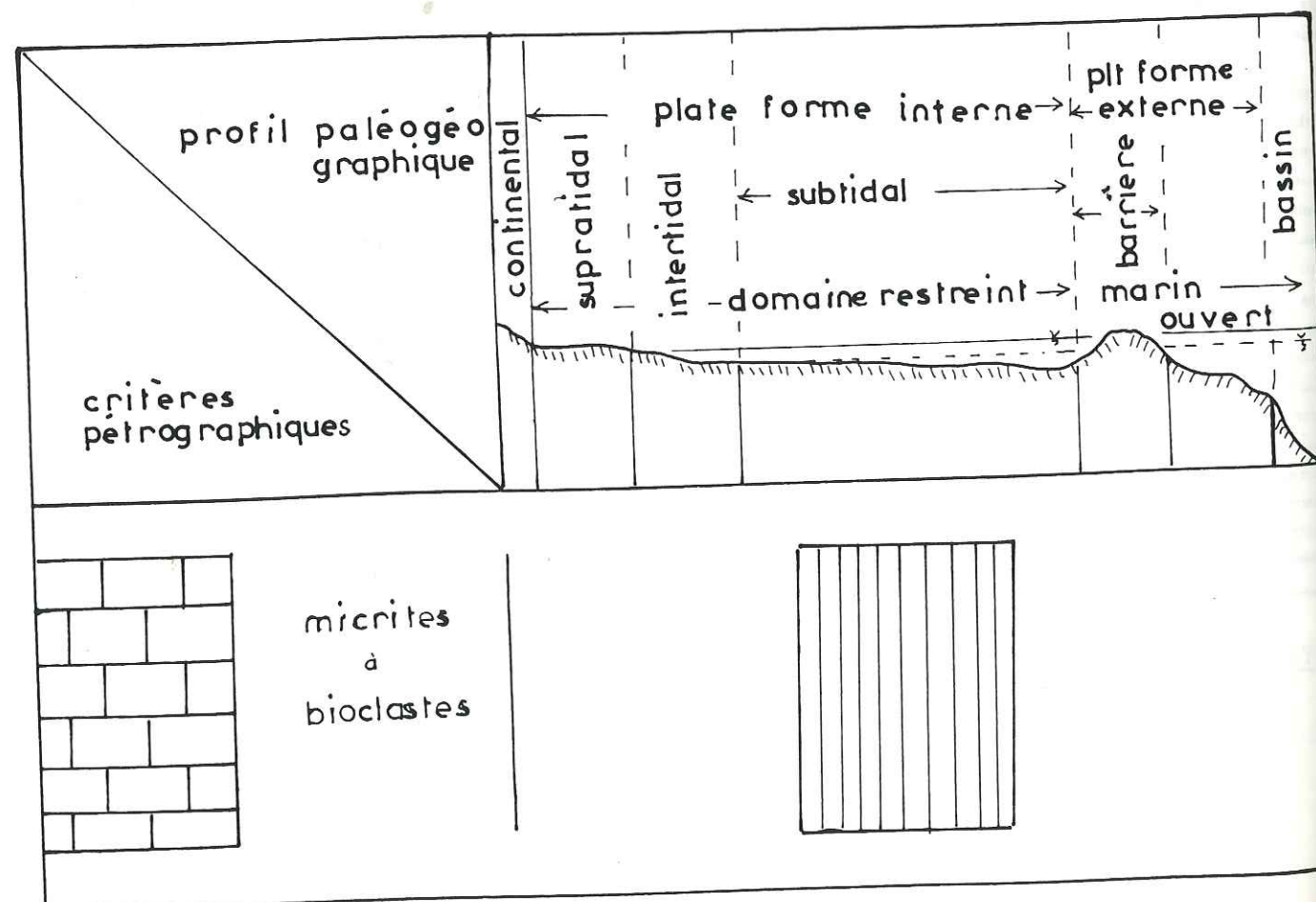


Fig. 33 : Environnement du dépôt de séquence élémentaire des Calcaires de Tabalcon.

## 5. LES SEQUENCES ELEMENTAIRES DES FORMATIONS ETUDIEES.

### 5.1. Les séquences élémentaires des couches à Céphalopodes.

Cette unité stratigraphique constitue le coeur de l'anticlinal du Gros Foug et l'anticlinal du Grand Colombier. Elle est constituée par une alternance de mudstones et de marnes. Les calcaires sont essentiellement micritiques. Une structure de bioturbation peut parfois être observée caractéristique du milieu subtidal. Les marnes sont en très petits bancs et contiennent des fossiles planctoniques de mer ouverte.

La figure 32 propose une interprétation du milieu de dépôt des couches à Céphalopodes, qui va donc du subtidal (pour les calcaires) à la mer ouverte (pour les marnes) et qui est conditionné par la présence d'un haut-fond qui forme, ou non, barrière en fonction des variations du niveau marin.

### 5.2. Les séquences élémentaires des calcaires de Tabalcon.

Cette formation est constituée par des séries de mudstones micritiques. La teneur en bioclastes est très faible, mais leur taille maximale peut atteindre celle d'un sable grossier. Ces phénomènes montrent que les calcaires de Tabalcon se sont déposés dans la zone subtidale (figure 33).

### 5.3. Les séquences élémentaires des calcaires construits de la Haute-Chaîne.

L'observation macroscopique de terrain, l'aspect massif, sans stratification, des falaises, la disposition lenticulaire des couches définissent un bioherme d'une véritable barrière récifale.

Les coraux sont dominants. Les autres fossiles sont des Gastéropodes, des Algues et des Brachiopodes. La structure en encroûtements et la texture pseudo-bréchique témoignent d'un dépôt sans transport. La sparitisation dans un milieu très agité comme celui d'une barrière récifale détruit souvent les fossiles des organismes benthiques et forme des pelitoïdes, des oïdes et des grainstones.

La figure 34 montre l'interprétation du milieu de dépôt des calcaires construits de la Haute-Chaîne : dépôt de barrière récifale.



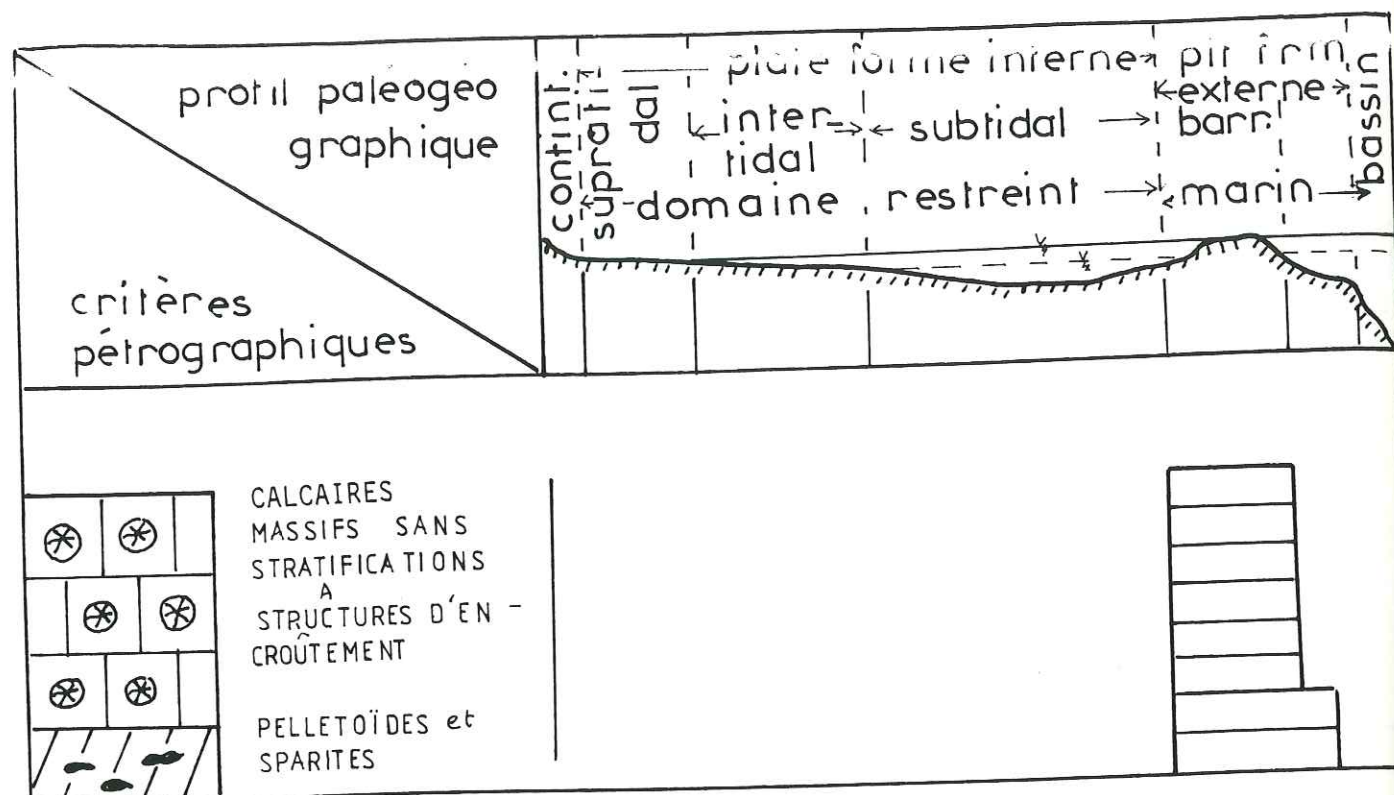


Fig. 34 : Environnement du dépôt de séquence élémentaire des Calcaires Construits de la Haute-Chaine.

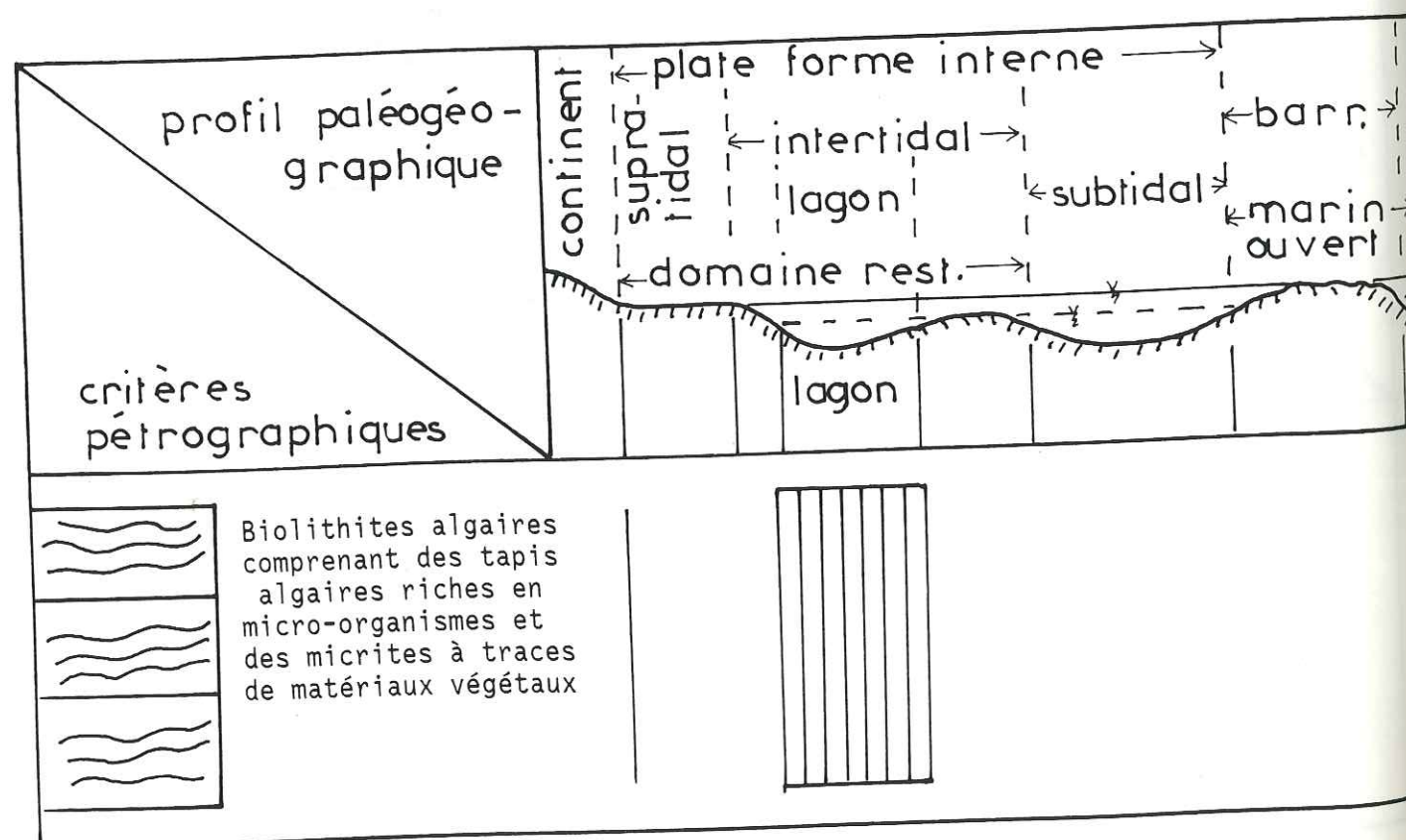


Fig. 35 : Environnement du dépôt de séquence élémentaire des Calcaires bitumineux.

#### 5.4. Les séquences élémentaires des "calcaires bitumineux".

Pendant le Kimméridgien supérieur, derrière la barrière récifale formée par les calcaires construits de la Haute-Chaine, se déposaient des calcaires en plaquettes dont les horizons supérieurs sont bitumineux. En raison de leur structure finement litée, Gubler & Louis (1956) les appellent des schistes. Les mineurs les appellent des schistes bitumineux.

La texture laminitique de ces calcaires est constituée par l'alternance de tapis algaires produisant des hydrocarbures (voir chapitre "Etude de la matière organique") et de micrites. En terme de microfaciès ce sont des biolithes algaires (base Folk) ou des boundstones algaires (base Dunham).

Les tapis algaires bitumineux et l'existence d'autre matière organique montrent que le milieu de dépôt des calcaires bitumineux est très calme et réducteur, ce qui correspond à un lagon dans la zone intertidale de la plate-forme interne, (Reineck et Singh, 1973) (figure 35).

Remarque : Dans le secteur, il est probable qu'il existait d'autres petits lagons à dépôts bitumineux, lagons séparés par des barrières ou des dunes tels ceux de Belley (St Cahmp, Lac d'Armaille, Cerin) et de Vaux.

#### 5.5. Les séquences élémentaires des calcaires de Landaize.

Le caractère général des calcaires de Landaize est la taille sablo-graveleuse des éléments figurés. Du point de vue de la zonation d'énergie, les calcaires de Landaize constituent une formation plus variée que précédemment. Le microfaciès est celui d'une intrabiosparite à bioclastes variés (coraux, Bryozoaires, Algues, Foraminifères) et aussi d'une biosparite/biopelsparite sans doute déposée dans un milieu agité et émoussés avec des dimensions de sable grossier allant jusqu'à la graville. L'apport détritique (quartz) se trouve dans la partie sommitale des calcaires de Landaize de la coupe du flanc est de l'anticlinal du Gros Foug. On trouve aussi une phase de liaison micritique dans des intrapelmicrites ou biomicrites/pelmicrites. Cette phase se développe dans un milieu beaucoup plus calme (subtidal ou intertidal inférieur) que le précédent.

Une dolomitisation a été observée dans quelques bancs de cette formation dans la partie sud de la région étudiée : un banc de dolosparites à lithoclastes (coupe de Landaize) et un banc de biomicrites à bioclastes dolomitisés (coupe Boveron-Mollard Dessus) en sont les témoins. Les dolosparites à lithoclastes se développent sans doute à proximité d'une barrière récifale et les biomicrites à bioclastes dolomi-



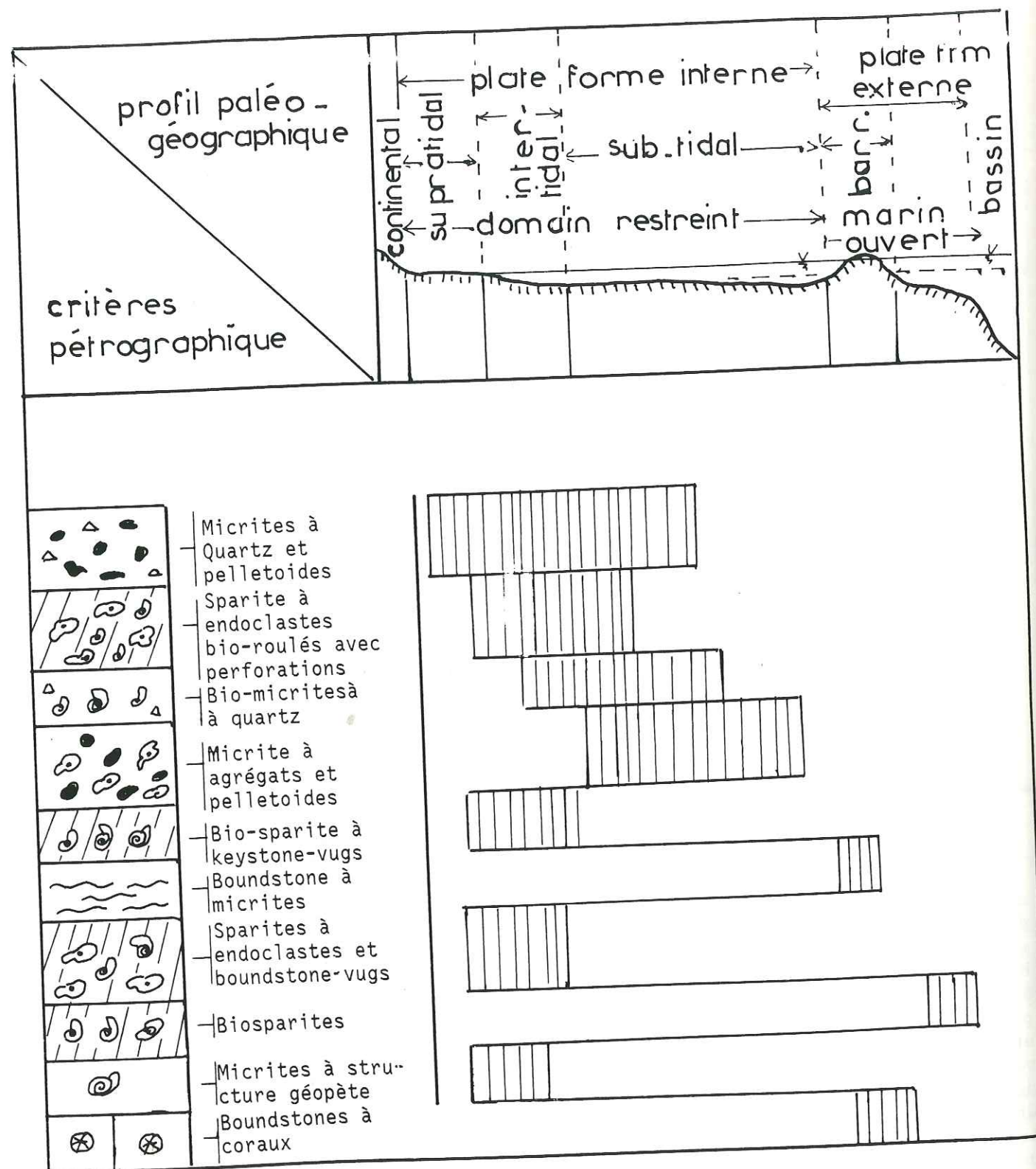


Fig. 36 : Environnement du dépôt de séquence élémentaire de calcaires de Landaize de l'anticlinal du Gros Foug.

tisés très probablement dans la zone intertidale inférieure. Nous pouvons y ajouter les surfaces durcies à sels ferrugineux de couleur brun-foncé à rougeâtre, les bioturbations et les perforations. Ce sont des aspects particuliers des calcaires de Landaize.

#### 5.5.1. Séquence des calcaires de Landaize de la coupe du flanc est de l'anticlinal du Gros Foug.

Comme le montre la figure 36, plusieurs microfaciès à interclastes grossiers s'installent dans cette formation. La partie basale est la moins grossière formée de micrites à bioclastes localisés dans un banc de biosparites. Les bioclastes sont des Algues, des Coraux, des fragments d'Echinodermes, des Textularidés, des Miliolidés et des Gastéropodes.

Les aspects sédimentologiques particuliers de la partie basale de cette formation, pour ce secteur, sont des bird's-eyes, des structures géopètes et des laminations : cette structure laminitique est caractérisée par une alternance de micrites et de débris de bioclastes de petite taille.

La partie moyenne est la partie la plus variée et la plus grossière. Elle est constituée par des intrabiosparites, des biomicrites, des boundstones, des biosparites et des intrapelmicrites. Les intraclastes sont représentés par des fragments de calcaires coralliens de forme angulaire à subangulaire, de taille graveleuse. Les bioclastes grossiers sont roulés ou émoussés (fragments d'Algues et de Coraux, d'Annélides et de Gastéropodes), cependant les plus petits, normalement de forme originelle arrondie ou ovoïde, sont bien conservés (Miliolidés et Textularidés).

Les pelletoides, normalement en petite quantité, sont probablement d'origine fécale et leur phase de liaison est partagée entre les calcites sparitiques (dominantes) et les micrites. La présence de keystone-vugs est à souligner comme l'aspect sédimentologique particulier.

Au-dessus de la partie médiane, on trouve des biomicrites (faiblement dolomitisées) à quartz et des intrabiosparites. La coupe se termine par un banc de pelmicrites à quartz.

Dans cette partie sommitale, les bioclastes sont identiques aux précédents mais les intraclastes sont des bioclastes variés. La teneur en quartz est faible (moins de 10% de la totalité de la roche), et la dimension maximale ne dépasse pas 125 microns. Les pelletoides sont probablement le résultat de la micritisation des bioclastes. La masse matricielle se répartit en proportion presque égale entre les calcites sparitiques et les micrites.



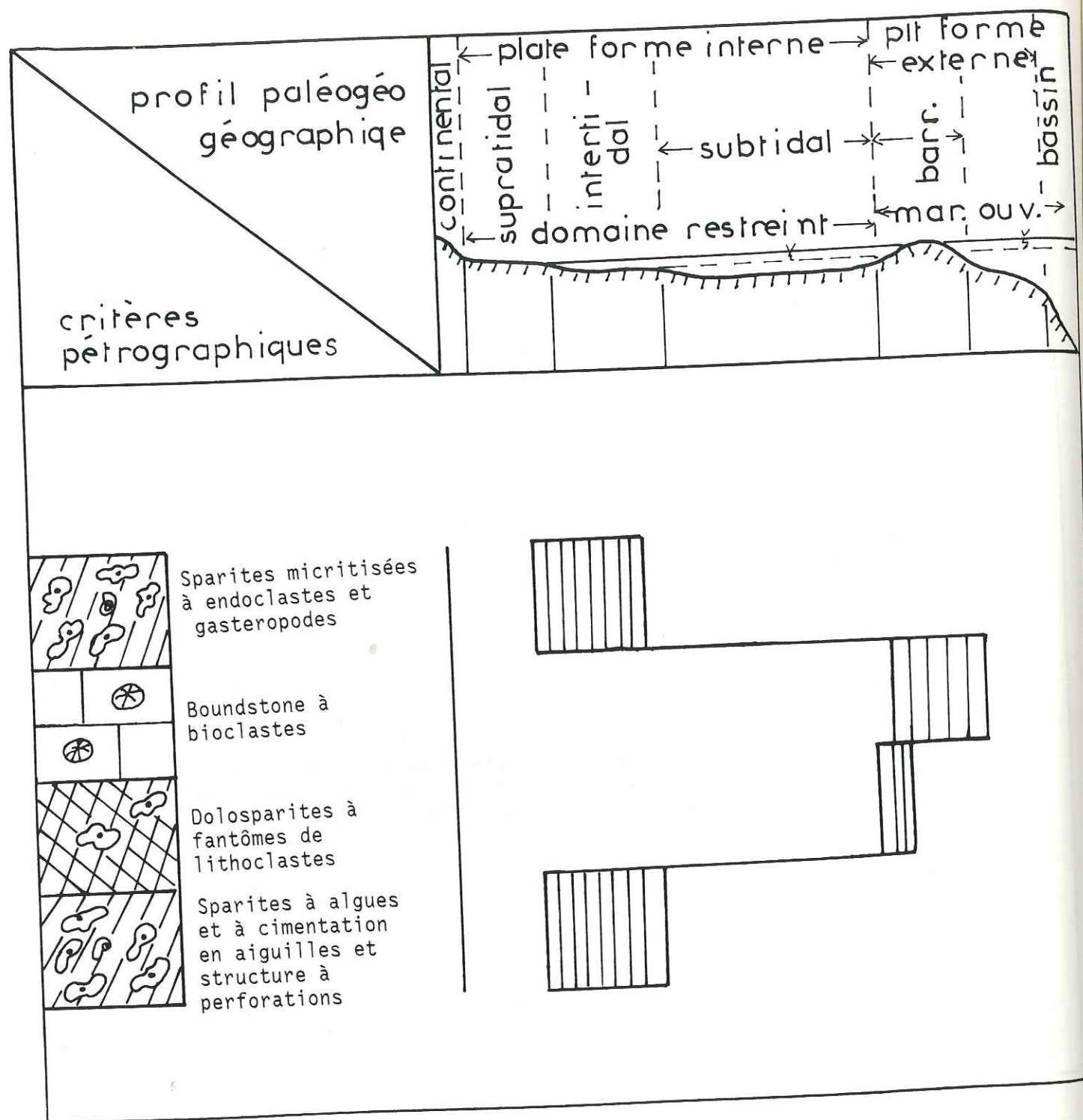


Fig. 37 : Environnement du dépôt de séquence élémentaire de calcaires de Landaize de la coupe du stratotype.

Les aspects sédimentologiques particuliers de cette partie sommitale sont la perforation et la bioturbation. La figure 36 montre la variété des milieux de dépôt de cette séquence des calcaires de Landaize.

#### 5.5.2. Séquence de la partie sommitale des calcaires de Landaize de la coupe stratotype.

Dans le stratotype, les calcaires de Landaize ne représentent que la partie sommitale. Ils sont constitués principalement par des intrapelsparites et des pelmicrites. Un banc de dolosparites à lithoclastes s'intercale dans cette série.

Les lithoclastes sont de type endoclaste de taille graveleuse (diamètre maximal de 3mm). Les composants des endoclastes sont notamment des grains squelettiques comme des coraux et des textularidés. Les pellectoïdes ont pour origine la micritisation des bioclastes et des oïdes. A l'exception des micrites les bancs de pelmicrites, la masse matricielle essentielle est constituée de calcite sparitique. La présence d'un banc de dolosparites à lithoclastes est intéressante à noter. Les reliques de taille graveleuse sont des lithoclastes micritisés qui renferment de nombreux bioclastes comme des Coraux, des Gastéropodes et des tests de Brachiopodes. La taille maximale des reliques est d'environ 2200 microns.

Les aspects sédimentologiques particuliers de cette séquence sont les perforations, les bioturbations et les fentes de dessiccation.

Les variations du niveau de l'énergie et de l'environnement du dépôt de cette série sont schématisées sur la figure 37.

#### 5.5.3. Séquence des calcaires de Landaize de la coupe de Vions-Boveron - Mollard Dessus.

A la différence de la coupe précédente, les calcaires de Landaize forment, la partie basse et la partie moyenne de la coupe type. Ici, d'autre part, les microfaciès micritiques sont moins importants que dans les régions plus septentrionales. Vers le haut, cette séquence est constituée par des oobiosparites, des biopelsparites, des intrabiomicrites et des intrabiopelsparites avec quelques intercalations de bancs de micrites à bioclastes. Nous observons observés deux types d'intraclastes : le premier est un agrégat de taille maximale de 4,5mm, fait de fragments (de Textularidés et de coraux) et de pellectoïdes, le deuxième est constitué par des fragments subangulaires à subarrondis de calcaires coralliens.



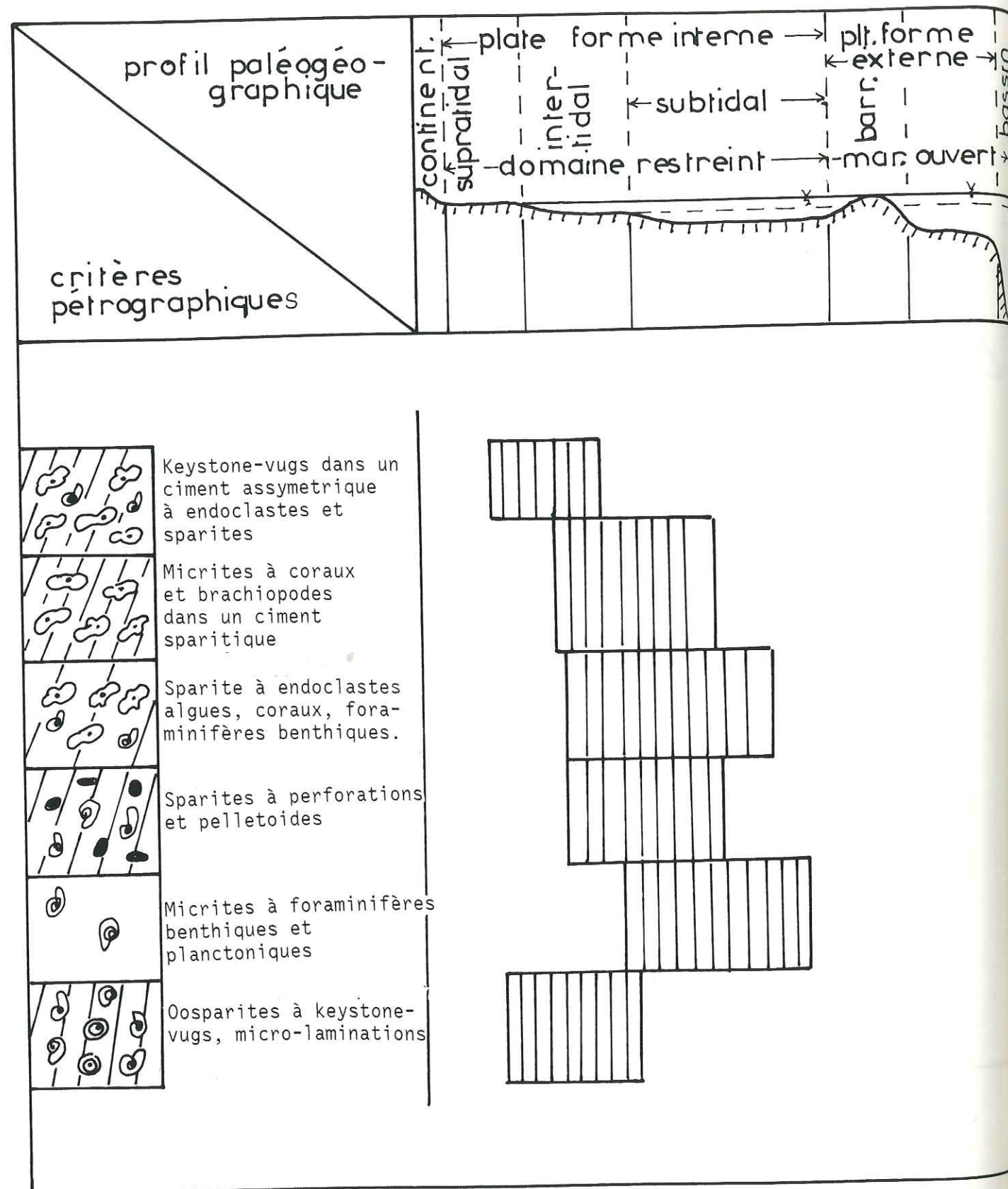


Fig. 38 : Environnement du dépôt de séquence élémentaire de calcaire de Landaize de la coupe de Vions - Mollard Dessus.

Comme précédemment, les bioclastes grossiers sont roulés et émoussés (Coraux, Algues, Gastéropodes et Bryozoaires), cependant que les plus petits, de forme originelle ovoïde ou arrondie, sont bien conservés.

Les oïdes généralement de petite dimension (300 microns en moyenne) comprennent deux types ; le premier est de type sphérolitique avec des cortex à structure essentiellement radiaire et l'autre est à cortex à laminations concentriques qui régularisent la morphologie du nucleus. Ces nuclei sont soit des fragments de Textularidés, Algues, Coraux) soit des pelletoides.

Les aspects sédimentologiques particuliers des calcaires de Landaize dans cette coupe sont la microlamination (due au comportement des micrites), les surfaces durcies ferrugineuses, les keystone-vugs, le ciment asymétrique et la micritisation.

L'interprétation du milieu de dépôt et sa variation d'énergie est représentée sur la figure 38.

#### 5.6. Séquence des Tidalites de Vouglans.

Le lithofaciès caractéristique des Tidalites de Vouglans est un calcaire dolomitisé à grains fins. Dans cette série stratigraphique, il est évident que la dolomitisation s'est produite pendant la période de dépôt des Tidalites de Vouglans à la fin du Jurassique et se traduit par des variations de microfaciès : dolomies (dolomicrites et dolosparites), calcaires recristallisés, micrites, micrites à bioclastes, biomicrites, oopelmicrites, biopelmicrites, intramicrites, intrapelmicrites dolomitisées, dolomicrites à lithoclastes micritisés, biopelsparites et intra-biopelsparites. Cette longue liste montre qu'à côté des dépôts de milieu agité, voire très agité existaient aussi des dépôts de faible énergie (micrites et micrites à bioclastes).

##### 5.6.1. Séquence des Tidalites de Vouglans de la coupe du flanc ouest de l'anticlinal du Gros Foug (fig. 39).

Du fait que les calcaires de Landaize ne se développent pas dans ce secteur, les Tidalites de Vouglans sont déposés directement sur les calcaires construits de la Haute-Chaine, séparés d'eux par une surface ondulée. Ici, les Tidalites de Vouglans alternent souvent avec des calcarénites. La distribution verticale de dolomie et de calcaires dolomitiques accompagnant les tapis algaires montrent le caractère périodique de cet événement tidal ? Dans cet étage portlandien, le dépôt des cailloux noirs (des organo-minéraux, voir partie géochimie)



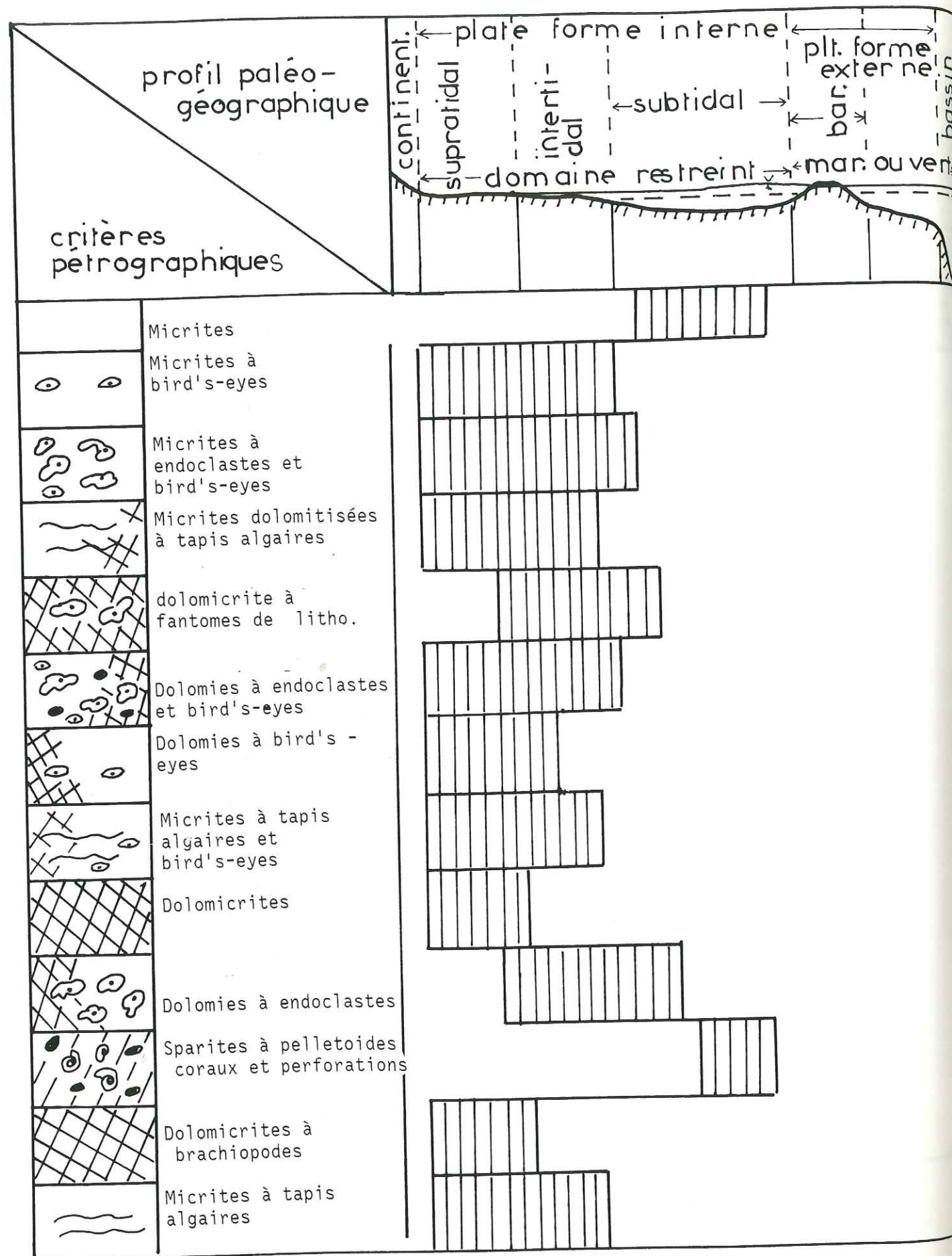


Fig. 39 : Environnement du dépôt de séquence élémentaire des Tidalites de Vouglans du flanc Ouest de l'anticlinal du Gros Foug.

semble se concentrer dans ce secteur. Plusieurs bancs de différents niveaux et de différents faciès (intrapelmicrite dolomitisée, micrite à tapis algaires, micrite) renferment cette matière organique.

La partie basale est constituée par des micrites, des micrites à très nombreux tapis algaires, des dolomicrites, des biopelsparites et des intramicrites dolomitisées. Les intraclastes (très minoritaires) se manifestent par des masses entièrement micritisées pouvant atteindre 4,5mm de diamètre. Les pelletoides sont le résultat de la micritisation. Les bioclastes sont très variés, des grands Gastéropodes jusqu'aux Foraminifères planctoniques, mais généralement ils ne constituent pas des éléments figurés essentiels.

- Dans la partie médiane, on observe l'apparition d'intercalations de bancs de calcaires sableux associés à une diminution assez brutale des tapis algaires. On a là globalement des micrites dolomitisées, des micrites à tapis algaires, des micrites à bird's-eyes dolomitisées, des intrapelmicrites dolomitisées et des dolomicrites à lithoclastes micritisés. Il est à remarquer que dans quelques bancs de micrites à tapis algaires, sont discernables des fentes de dessiccation. Dans l'ensemble, les intraclastes dans les intrapelsparites, les intramicrites dolomitisées et les dolomicrites à lithoclastes micritisés constituent des éléments figurés minoritaires. Ces intraclastes sont de deux types : l'un est de type agrégat avec des composants de pelletoides et l'autre est constitué par des fragments de calcaires coralliens.

- La partie supérieure comprend des micrites à tapis algaires, des micrites, des intramicrites, des micrites à bird's-eyes, des intrapelmicrites et des oopelmicrites. Ces deux derniers faciès sont très rares alors que les tapis algaires sont redevenus abondants.

Les variations des milieux de dépôt de séquence des Tidalites de Vouglans de la coupe du flanc ouest de l'anticlinal du Gros Foug sont schématisées sur la figure 39.

#### 5.6.2. Séquence des Tidalites de Vouglans de la mine d'Orbagnoux.

A la différence du flanc ouest de l'anticlinal du Gros Foug, ici le dépôt de basse énergie caractéristique du Kimméridgien supérieur se maintient jusqu'à la fin du Jurassique et affecte les Tidalites de Vouglans. Le dépôt, plus fin que précédemment se caractérise par des micritiques à amas noirs, des dolosparites plus ou moins micritiques et des micrites à bioclastes dolomitisés. La teneur en fragments de squelettes est faible (Gastéropodes et Brachiopodes). Nous avons observé également des traces de feuilles dans des micrites riches en amas noirs.







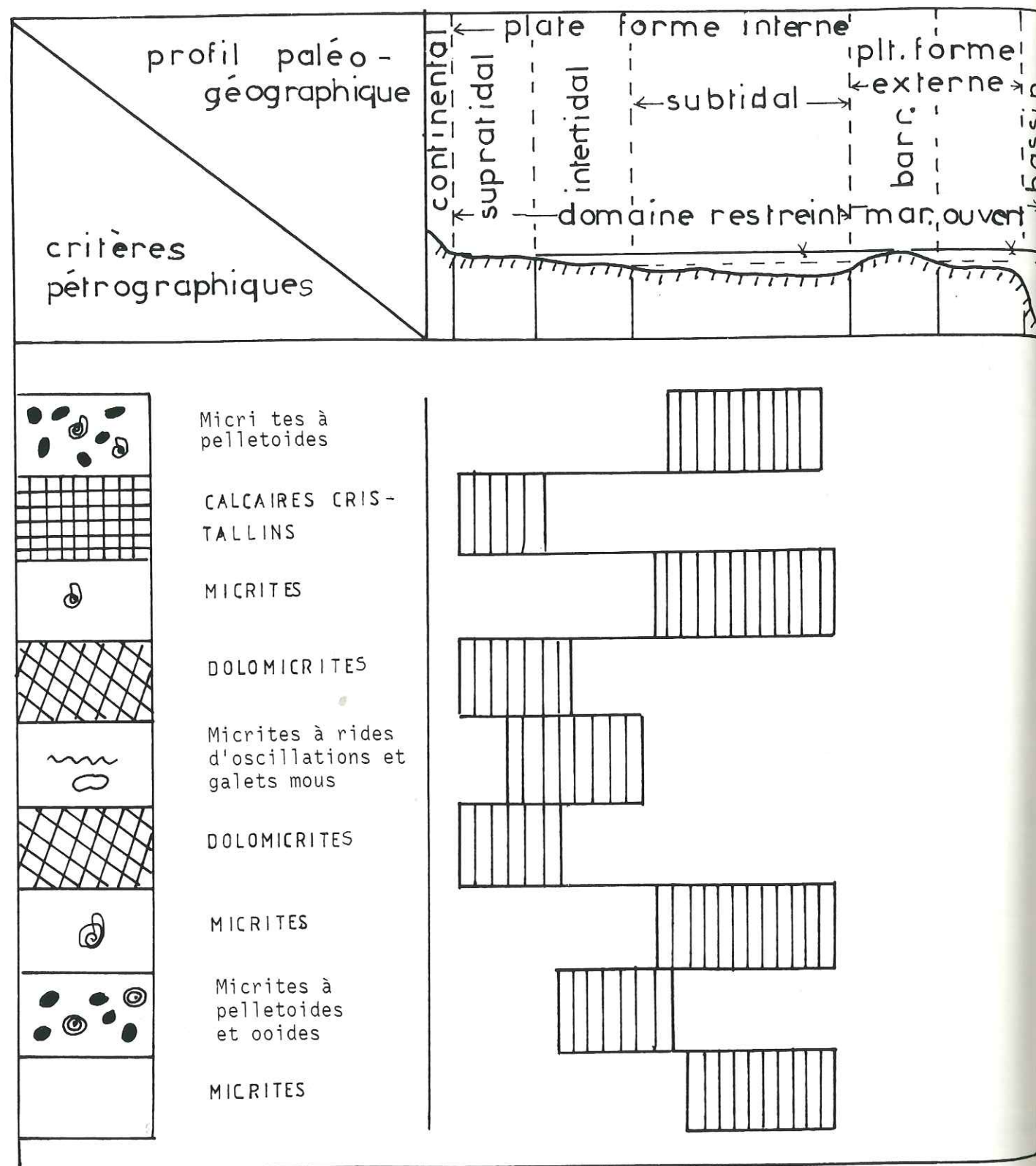


Fig. 41 : Environnement du dépôt de séquence élémentaire des Tidalites de Vouglans de la coupe de Ginez.

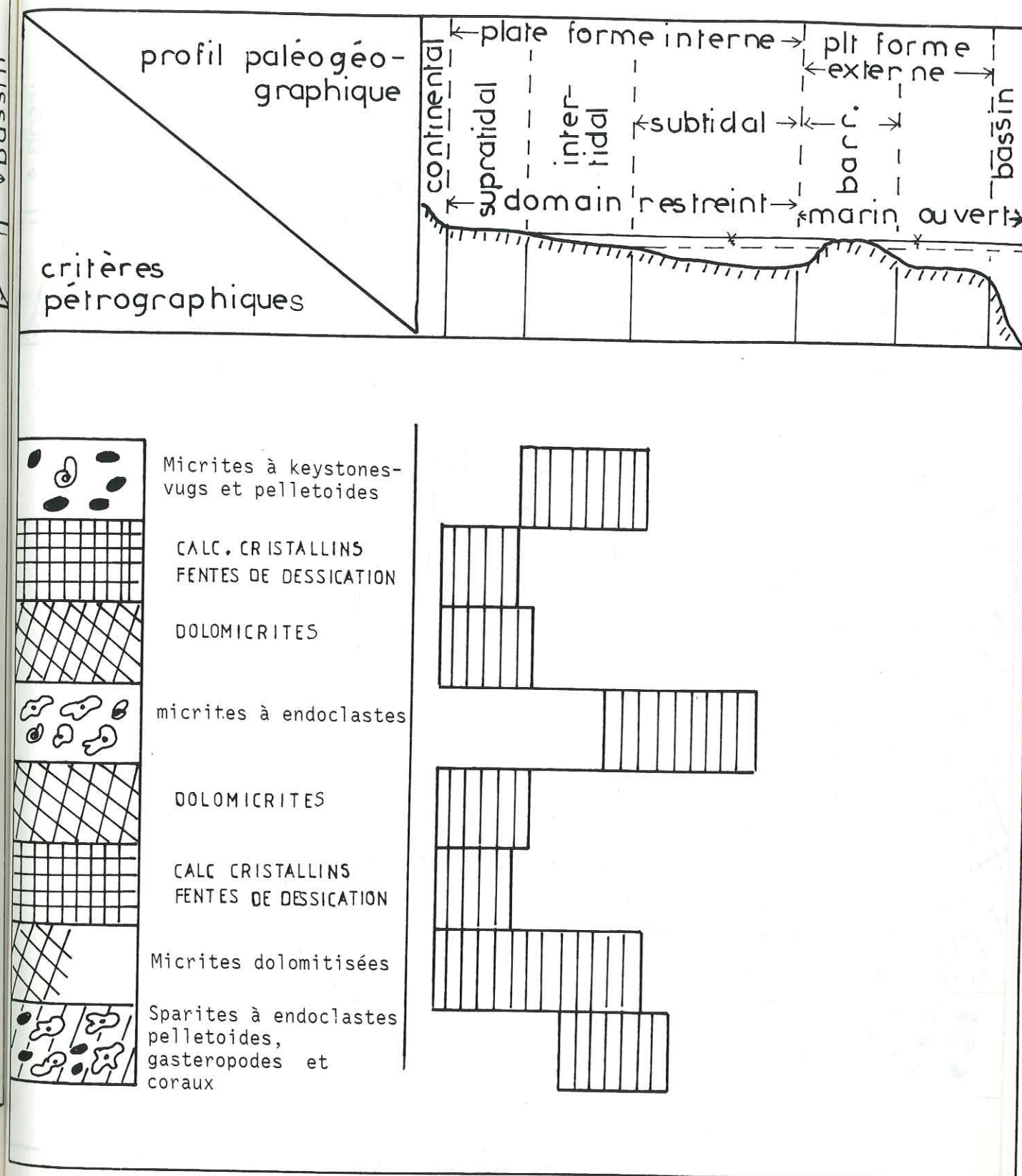


Fig. 42 : Environnement du dépôt de séquence élémentaire des Tidalites de Vouglans de la coupe de Landaize.



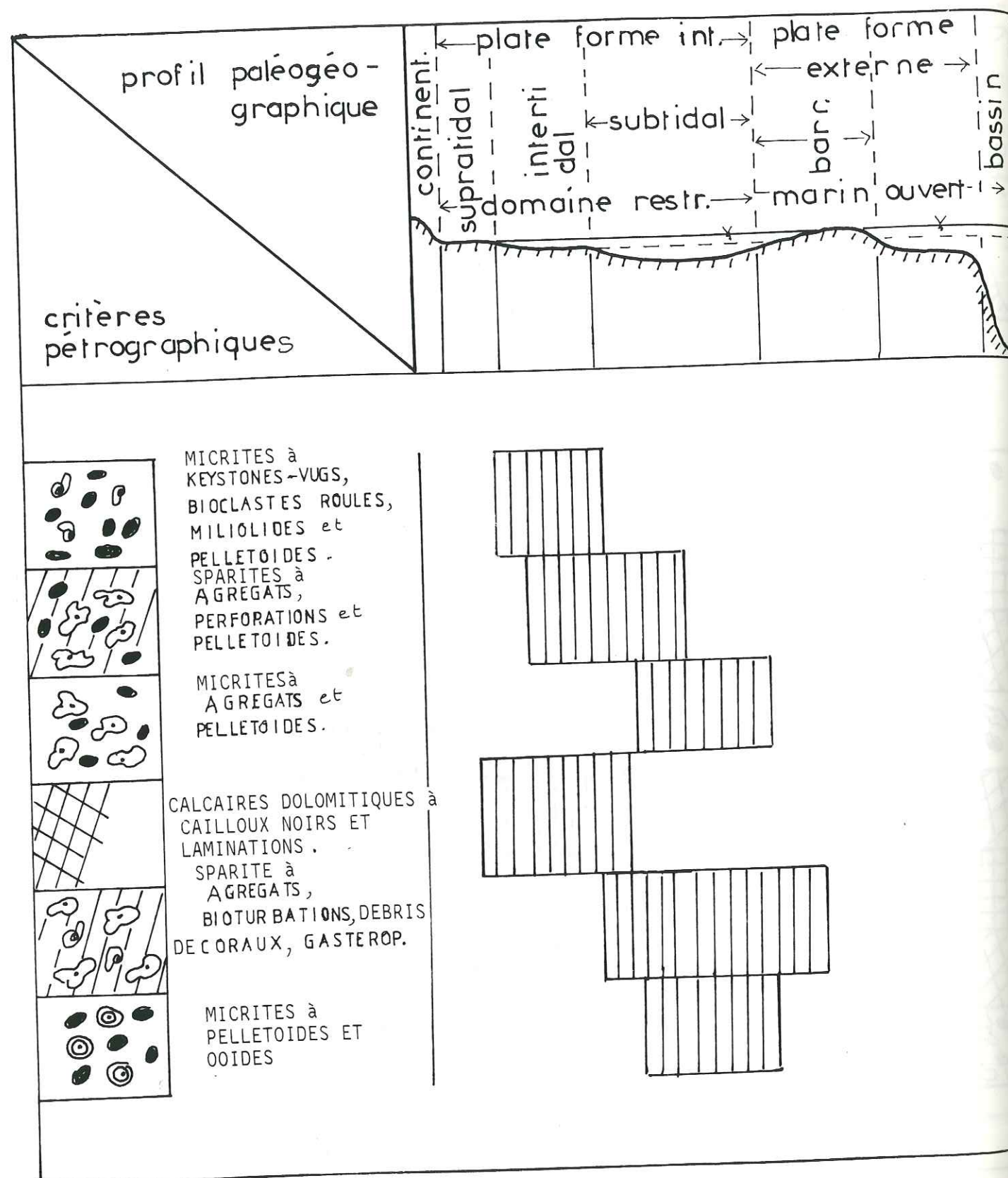


Fig. 43 : Environnement du dépôt de séquence élémentaire des Assises pürbeckiennes de la coupe du flanc Ouest de l'anticlinal du Gros Foug.

La variation du milieu de dépôt conduisant à la formation de cette séquence est résumée sur la figure 42.

#### 5.7. Séquence des Assises pürbeckiennes.

Sur le terrain, le contact stratigraphique entre les Tidalites de Vouglans fini-jurassiques et les assises pürbeckiennes n'affleure que dans le flanc ouest de l'anticlinal du Gros Foug. A l'oeil nu, il est souvent difficile de différencier avec certitude les variations sédimentologiques entre les deux formations. Ainsi, la diminution de la teneur en cailloux noirs dans les assises pürbeckiennes par rapport aux Tidalites de Vouglans n'est pas un critère sûr, il en est de même pour d'autres critères macroscopiques comme par exemple l'épaisseur des bancs. Par contre, l'examen microscopique fournit des critères plus sûrs. Partout dans la région étudiée les assises pürbeckiennes contiennent des intraclastes importants à côté des bioclastes grossiers. D'un autre côté, il faut souligner la faiblesse ou l'absence de dolomitisation.

##### 5.7.1. Séquence de l'assise pürbeckienne de l'anticlinal du Gros Foug (flanc ouest) (fig. 43).

Cette coupe est excellente car continue est bien calée stratigraphiquement.

Les microfaciès sont représentés par des oopelmicrites, des intrabiosparites, des micrites dolomitisées, des intrapelmicrites, des intrapelsparites et se terminent par un banc biopelmicritique.

Les intraclastes sont des agrégats de Coraux, de Gastéropodes, de Bryozoaires et des Foraminifères benthiques cimentés par de la calcite micritique.

Les caractères des fragments de squelettes sont très proches de ceux des calcaires de Landaize. Les bioclastes grossiers (diamètre maximal de l'ordre de 800 microns) sont des fragments de Coraux, des débris d'Algues, des Gastéropodes, des Bryozoaires roulés et émoussés. Les fragments de squelettes de dimension plus petite sont bien conservés grâce à leur forme arrondie ou ovoïde.

Les pelletoides ont des dimensions relativement faibles (200 microns), des formes ovoïdes et une origine probablement bioclastique.

La phase de liaison est répartie entre la calcite sparitique ou micritique.

Les aspects sédimentologiques particuliers sont des bioturbations, des perforations et les keystone-vugs.



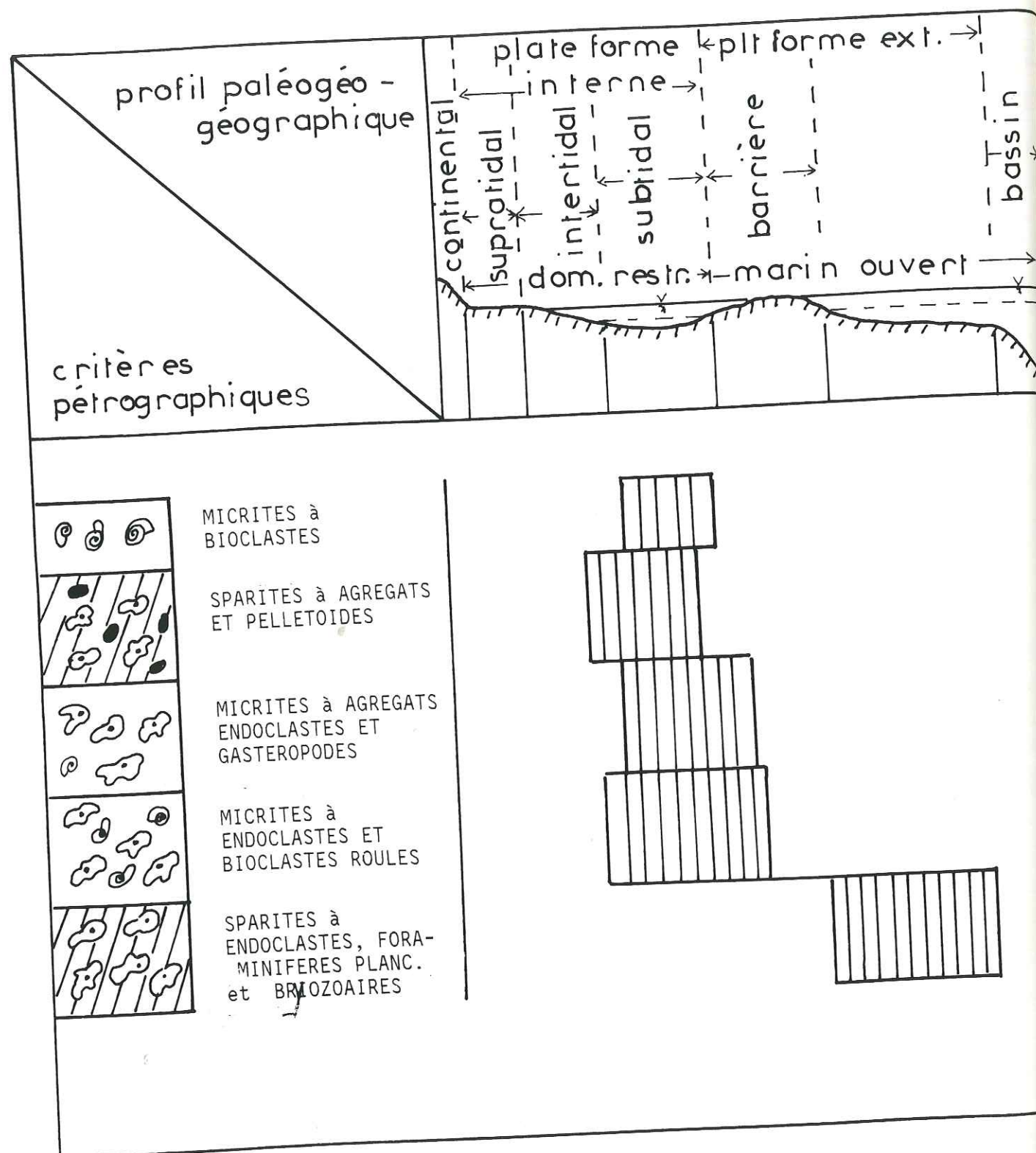


Fig. 44 : Environnement du dépôt de séquence élémentaire des Assises pürbeckiennes de la coupe du flanc Est de l'anticlinal du Grand Colombier.

Les milieux de dépôt responsables de cette unité stratigraphique varient entre le supratidal et le subtidal inférieur (proche d'une barrière récifale), comme le montre la figure 43.

#### 5.7.2. Séquence de l'assise pürbeckienne du flanc est de l'anticlinal du Grand Colombier (fig. 44).

Les assises pürbeckiennes du flanc Est de l'anticlinal du Grand Colombier sont en bancs plus épais qu'ailleurs (l'épaisseur des bancs peut atteindre 1,25m) et plus grossiers. Les intraclastes à coraux sont observables à l'oeil nu. Les microfaciès de cette unité sont des intrasparites, des intrabiomicrites, des intramicrites, des intrapel-sparites et des biomicrites.

Les intraclastes se divisent en deux types : agrégats et endoclastes. Les composants des agrégats sont des fragments de squelettes de coraux, d'algues, de Miliolidés et de pelletoides. Ils sont presque toujours cimentés par de la calcite micritique. Le diamètre d'un agrégat peut atteindre 9mm.

Les endoclastes sont constitués par des fragments de calcaire corallien, de diamètre plus petit que précédemment.

Les pelletoides sont de forme ovoïde et parfois arrondie provenant soit de la micritisation de fragments de squelettes soit de pellets fécaux. Les fragments de squelettes sont identiques à ceux du flanc ouest de l'anticlinal du Gros Foug.

Les bioclastes relativement grossiers, sont roulés et émoussés, tandis que les plus petits sont bien conservés.

La matrice se répartit entre la calcite sparitique et micritique. Les aspects sédimentologiques particuliers sont le ciment asymétrique, les bioturbations, les perforations et les agrégats.

La figure 44 montre l'interprétation des milieux de dépôts.

#### 6. Synthèse des variations des milieux de dépôt du Kimméridgien au Pürbeckien.

Les dépôts du Kimméridgien à la base du Crétacé de la région de Seyssel (Ain et Haute-Savoie) présentent de fréquentes variations latérales et verticales de faciès.



Le Kimméridgien inférieur représenté par les couches à Céphalopodes constitue un dépôt subtidal allant jusqu'à la mer ouverte qui recouvre toute la région étudiée.

Le début du Kimméridgien supérieur est marqué, à l'Est, par une véritable barrière récifale qui se traduit par l'existence d'une vaste lentille de calcaires construits biohermaux dits de la Haute-Chaine. Vers l'Ouest, dans un lagon intertidal, se déposent des calcaires bitumineux riches en matière organique de type algaire. Si autour de la mine d'Orbagnoux ce lagon présentait manifestement un milieu réducteur, vers le Sud il était plus oxygéné.

Le dépôt des calcaires de Landaize s'est effectué, pour sa part, dans des milieux agités allant du supratidal jusqu'à la plate-forme externe. Cette formation semble se développer là où l'influence de barrière est très réduite, c'est-à-dire à l'Est et au Sud.

Représentée par les Tidalites de Vouglans, la fin du Kimméridgien est caractérisée partout par des dépôts tidalitiques relativement épais. Ce dépôt oscille entre les milieux supratidaux et subtidaux de la plate-forme interne. La dolomitisation, importante à cette époque, s'est effectuée en milieu supratidal marqué par des structures sédimentaires d'émersion. Quelques phénomènes anoxiques, isolés dans un milieu normalement oxygéné, empêchent la destruction totale de la matière organique et produisent des organo-minéraux (cailloux noirs) répartis dans plusieurs bancs des Tidalites de Vouglans.

Débutant par des dépôts proches d'une barrière récifale de la plate-forme externe, le début du Crétacé est caractérisé par la disparition des dépôts supratidaux et l'apparition de dépôts de la plate-forme interne en milieu lagunaire voire continental par épisodes régressifs temporaires.

## CHAPITRE VI - DIAGENESE DES ROCHES CARBONATEES.

### 1. GENERALITES.

La transformation d'un dépôt meuble en une roche sédimentaire implique des processus diagénétiques. Ce changement intervient à la suite d'une modification du milieu du dépôt ou, plus précisément, d'une modification des conditions physico-chimiques de l'environnement. Ce changement peut être brutal (dépôts marins exposés aux conditions du milieu continental par exemple) ou progressif (dépôt marin peu profond déplacé en milieu marin plus profond) voire même très lent, simplement par modification de la température, de la salinité, du pH ..., dans le même milieu (Pürser, 1980). Ainsi la diagenèse est à placer entre la phase dépôt et celle du métamorphisme (Krumbein, 1942 ; Flügel, 1982).

Depuis longtemps il était classique de penser que la lithification ne pouvait être produite que par l'effet de la pression et de l'augmentation de la température ; aussi, la formation des roches sédimentaires était considérée comme le résultat d'un enfouissement profond. A l'heure actuelle les études tendent à montrer que la cimentation à grande, des dépôts carbonatés peut se faire en zone sub-aérienne et subtidale (Bathurst, 1971). Twenhogel (1939) in Krumbein, 1942, donne une définition simple de la diagenèse :

- elle (la diagenèse) inclut toutes les modifications subies par un sédiment entre la période du dépôt et la lithification dans des conditions normales de pression et de température, à la surface de la terre ou à la partie externe de la croûte ...

Cette définition élimine évidemment les processus métamorphiques mais également les processus d'altération de surface (Krumbein, 1942). Néanmoins, un grand nombre de chercheurs incluent dans la diagenèse les processus d'altération (Shinn, 1962 ; Folk, 1964 ; Bathurst, 1971 ; Pürser, 1980 ; Flügel, 1982 et Brenier, 1984).

Les grandes recherches sur les dépôts des carbonates actuels au cours des années 1960/1970 (îles des Bahamas, Golfe Persique, Floride, mer Méditerranée, Australie, etc...) et une formulation plus précise de la pétrographie des roches carbonatées (Bathurst, 1971 ; Bertrand, 1976 ; Pürser, 1980) provoqua un grand développement des connaissances des processus diagénétiques.



A l'origine, Krumbein (1942) propose une longue liste des processus de diagenèse qu'il résume en six catégories essentielles : compaction, cimentation, recristallisation, remplacement et solution différentielle. La lithification en réalité recouvre probablement pour chaque roche plusieurs catégories rappelées ci-dessus.

Dans le langage géologique moderne, deux termes sont apparus : la micritisation et le néomorphisme (Folk, 1964 ; Bathurst, 1971 ; Pürser, 1980 ; Flügel, 1982). Apparemment, ces termes recouvrent dans plusieurs catégories des processus diagenétiques de Krumbein (1942).

Quoi qu'il en soit, si à l'époque de Krumbein (1942), l'environnement de la diagenèse n'était pas encore clairement défini, il n'en est pas moins vrai que les six catégories ont été maintenues jusqu'à nos jours avec quelques modifications seulement.

Il convient d'insister cependant sur le fait que la diagenèse peut se produire dans n'importe quel environnement : Bathurst (1971), Pürser (1980), Flügel (1982), Bernier (1984) ...

## 2. LES ENVIRONNEMENTS DE LA DIAGENESE PRECOCE.

La diagenèse précoce correspond à la transformation de sédiments à faible profondeur, sans pression lithostratigique appréciable. Elle s'oppose à la diagenèse tardive (Choquette & Pray in Pürser, 1980) qui s'effectue par enfouissement avec pression et température plus élevées.

Dans la diagenèse précoce, le rôle de la nappe phréatique, n'est pas négligeable. Aussi on peut distinguer quatre principaux milieux de diagenèse (figure 45), à savoir le milieu marin phréatique (1) et le milieu continental phréatique (4) tous les deux saturés en permanence, le milieu marin vadosé (2) et le milieu continental vadosé (3) tous les deux partiellement et temporairement saturés.

Adaptés à la région étudiées, deux grands environnements de diagenèse marine peuvent être envisagés :

- la diagenèse des sédiments carbonatés dans la zone supratidale - intertidale ;
- la diagenèse des sédiments carbonatés dans la zone subtidale.

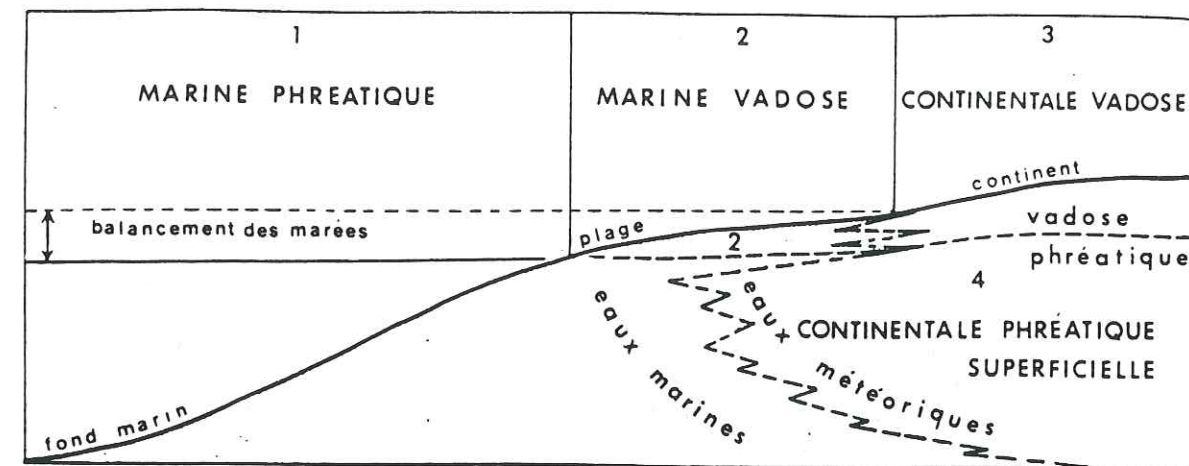


Fig. 45 : Profil schématisé montrant la disposition des quatre principaux milieux de diagenèse précoce (d'après Pürser, 1980).

## 3. LES PROCESSUS DE LA DIAGENESE (Bathurst, 1971 ; Groupe Elf-Aquitaine, 1975 ; Pürser, 1980 ; Flügel, 1982 ; Bernier, 1984).

### 3.1. La cimentation.

La cimentation est liée à la précipitation de la matière minérale sur un substrat stable provoquant la formation de cristaux puis leur accroissement, ce qui entraîne le remplissage progressif des vides (Pürser, 1980). Le ciment, quant à lui, peut provenir d'une dissolution exogène ou de la roche elle-même.

Les caractéristiques des eaux interstitielles des sédiments conduisent le mode de cimentation.

D'après Bathurst (1971), en milieu subtidal, la cimentation donne naissance à une structure rigide, n'affecte que les grains qui sont en contact les uns avec les autres, pendant une longue période. C'est la raison pour laquelle la plupart des dépôts carbonatés actuels sont à l'état meuble.

De même, dans cette zone subtidale, toujours recouverte par l'eau de mer, les eaux interstitielles situées entre les grains sous forme de gouttelettes, sont toujours ioniquement saturées. Le ciment qui en résulte est généralement sparitique en texture en aiguilles ou en texture mosaïque irrégulière voire même en texture granulaire.



Dans cette zone, aux endroits calmes épargnés par la houle ou les courants, un ciment micritique peut se former.

La zone de balancement des marées correspond à un milieu vadose (marin et continental). Les eaux interstitielles des sédiments en sont alors que partiellement saturées et se localisent aux points de contact entre les grains. L'influence des eaux météoriques peut entraîner la précipitation d'un ciment en texture ménisque ou en texture mosaïque. A la base des éléments figurés grossiers (endoclastes ou gros bioclastes) peut se développer un ciment asymétrique à partir des gouttelettes d'eau localisées à la partie inférieure des grains.

Dans cette zone de balancement des marées, l'agitation de l'eau est très forte, aussi le ciment micritique n'a que peu de chance de se former.

### 3.2. La compaction.

Dans son sens général, la compaction est la réduction d'un volume. Dans le cas des sédiments, sur le plan mégascopique, c'est surtout l'expulsion d'eau par suite de la surcharge sédimentaire qui conduit à la compaction. Le processus peut être mécanique (déformation ou orientation des grains) ou par pression-dissolution (diminution du volume des grains ou du ciment ; Flügel, 1982).

Dans le domaine de la diagenèse, la fin du processus de formation du ciment et la coalescence des grains conduisent à la compaction.

En général, les sédiments carbonatés sont peu compactés (Bathurst, 1971 ; Flügel, 1982) dans la zone de balancement des marées et dans la zone subtidale.

Selon Flügel (1982), les principaux critères pétrographiques de la compaction pour les packstones et les grainstones sont : la déformation plastique et l'affaissement, la rotation à l'échelle des grains, l'écrasement et la pénétration entre les grains, la déformation du grain, la fragmentation des bioclastes intacts, l'existence de stylolites.

### 3.3. La recristallisation.

La recristallisation est probablement le processus de la diagenèse le plus complexe. Les explications de beaucoup d'auteurs sur ce terme sont souvent théoriques. La première utilisation du terme de recristallisation est due à Sorby (1849 in Folk, 1964) et désigne simplement la

réorganisation des minéraux pré-existants. Pour Krumbein (1942), la recristallisation est un terme général pour caractériser le changement textural du cristal par l'accroissement. Bathurst (1958) insiste sur le fait que la recristallisation est la transformation de grains déjà déformés. Folk (1964) suggère de remplacer le terme recristallisation par néomorphisme. Cependant Bathurst (1971) pense que le néomorphisme est le processus de formation de calcite sparitique en dehors de son état de phase de liaison.

Selon Pürser (1980), la recristallisation est la transformation à l'état solide d'un polymorphe en un autre. Selon le Groupe Elf-Aquitaine (1975), la recristallisation se produit généralement dans la matrice. La microsparite (diamètre entre 5 et 15 microns) résulte de la recristallisation de la micrite. La matrice micritique originelle peut être aussi recristallisée en spartie grossière sans que les allochens soient affectés. Aussi, pour une roche entièrement recristallisée, ce groupe propose un terme "pseudosparite".

### 3.4. La micritisation.

La micritisation est un processus de modification mécanique et diagénétique d'un élément figuré. Ce processus comprend des perforations par microvégétaux, une précipitation interne de ciment cryptocristallin et probablement la recristallisation du carbonate pré-existant (Pürser, 1980). Les pelloïdes sont les produits les plus fréquents de la micritisation.

Cette micritisation peut se former dans n'importe quelle zone marine, mais le plus fréquemment en milieu calme, depuis le subtidal jusqu'à l'intertidal inférieur ; elle conduit à des masses micritiques et ne correspond pas à la cimentation de type micritique.

### 3.5. La dolomitisation.

La dolomitisation et la formation de dolomie sont aussi un vaste sujet mal connu. Pétrographiquement nous avons deux types de dolomie, l'une primaire, résultat d'un processus de précipitation directe avec création de cristaux de taille très petite, entre 1 et 5 microns et l'autre, secondaire, résultat d'un processus de remplacement par des cristaux de taille plus grossière.

Actuellement, ces phénomènes se font toujours dans la zone supratidale-intertidale, comme dans les îles Bahamas (Shinn et al., 1964) et dans le Golfe Persique (Illing et al., 1964 : in Pürser, 1980).



Dans les Bahamas, les cristaux de dolomie se développent dans des boues pelletoides en association avec des laminations, des stromatolites et des fentes de dessiccation témoignant de l'alternance des expositions subaériennes et de la sédimentation de marées. Dans le golfe Persique, la datation au carbone 14 sur des échantillons de dolomie montre que la dolomitisation est un phénomène contemporain de l'environnement des dépôts actuels (Pürser, 1980).

#### 4. DIAGENÈSE DES DÉPÔTS KIMMÉRIDIEN-PURBECKIEN DU JURA MÉRIDIONAL

L'analyse de la diagenèse de la série stratigraphique du Kimméridgien au Portlandien de notre terrain d'étude sera basée sur la définition de la diagenèse de Twenhofel (1939).

Si pour les calcaires se formant actuellement on fait l'analyse de leur diagenèse en fonction de leurs milieux, nous avons choisi, pour les roches carbonatées jurassiques décrites précédemment, leurs critères pétrographiques.

##### 4.1. Les témoins de la diagenèse.

Les témoins de la diagenèse reconnus dans les microfaciès étudiés sont :

- le ciment et sa nature (notamment le ciment sparitique) ;
- les contacts d'écrasement entre éléments figurés ;
- les stylolites ;
- la micritisation ;
- les agrégats ;
- les oïdes ;
- la dolomitisation ;
- la recristallisation.

Pour les besoins de cette étude, nous avons regroupé les calcaires en quatre catégories : roches allochimiques, roches orthochimiques, dolomies et calcaires recristallisés.

Les roches allochimiques appartiennent notamment aux calcaires de Landaize (Kimméridgien supérieur) et aux assises purbeckiennes, tandis que les roches orthochimiques sont des dépôts subtidaux des couches à Céphalopodes (Kimméridgien inférieur) et des calcaires de Tabalcon (début du Kimméridgien supérieur). Enfin, les dolomies et les calcaires recristallisés sont plutôt caractéristiques des Tidalites de Vouglans (Portlandien).

#### 4.2. Diagenèse des roches allochimiques.

Ce type de calcaires comprend des roches allochimiques sparitiques et des roches allochimiques micritiques, les premières consistent en intrabiosparites, intrapelsparites, biosparites, oobiosparites, biopelsparites et pelsparites. Les secondes comprennent de même plusieurs microfaciès : intramicrites, intrabiomicrites, biomicrites, biopelmicrites, oopelmicrites et pelmicrites.

##### 4.2.1. La cimentation.

###### 4.2.1.1. Les roches allochimiques sparitiques.

On distingue cinq types de ciments sparitiques :

- ciment en mosaïque irrégulière ;
- ciment en mosaïque drusique ;
- ciment granulaire ;
- ciment en texture en aiguilles ;
- ciment asymétrique.

Le ciment en mosaïque irrégulière est dominant.. Cette cimentation est caractérisée par la présence d'espaces entre les éléments figurés en grande partie occupés par trois ou quatre individus de calcite sparitique de dimension de quelques dizaines jusqu'à quelques centaines de microns et souvent de forme idiomorphe. Ce type de cimentation est le résultat de la diagenèse de sédiments possédant des eaux interstitielles saturées. En conséquence ce milieu de la diagenèse correspond à une zone phréatique marine ou d'une zone subtidale.

Le ciment sparitique granulaire (photo 31) est comparable au précédent. La différence réside dans la taille des cristaux, souvent très gros (1300 microns). Un grand espace entre les éléments figurés peut parfois être occupé par un seul cristal.

Le ciment sparitique en texture en aiguilles (photo 32) est très rare et se trouve dans les calcaires de Landaize. Il résulte d'une diagenèse en milieu intertidal inférieur - subtidal. Ce type de ciment apparaît à la périphérie du grain. Vers l'intérieur des espaces-pores, se développe de la calcite sparitique en cristaux à limites floues.

Dans la même formation se rencontre une cimentation influencée par les eaux météoriques conduisant à un ciment sparitique en texture mosaïque (photo 33) à cristaux de petites dimensions.



*micritique*

Le ciment asymétrique (photo 34). Un peu moins typique il ne représente pas le ciment dans son entier car il n'est associé qu'avec les bioclastes les plus grossiers (Gastéropodes, Pélécypodes, etc...). Ce type de cimentation est caractéristique d'une exposition subaérienne. Les calcaires de Landaize et les assises pürbeckiennes présentent des ciments mosaïques drusiques, contiennent également des bioclastes grossiers à ciment asymétrique.

Remarque : - L'agglutination des éléments figurés en forme d'agrégats résulte aussi d'une cimentation. Le ciment des agrégats est différent de celui du microfaciès correspondant, car il est toujours micritique.

- La formation des oïdes, provient de l'accroissement d'un nucleus jusqu'à la dimension d'un grain de taille sableuse par également une cimentation. Les oïdes dont la forme des noyaux est conservée par leur cortex qui se moule dessus, se déposent en milieu calme, tandis que les oïdes à noyaux régularisés par leur cortex se développent dans un milieu agité.

#### 4.2.1.2. Les roches allochimiques micritiques.

A la différence de la famille précédente, la famille des roches allochimiques micritiques n'a qu'un seul type de ciment micritique.

#### 4.2.2. La compaction.

Dans les formations étudiées, les calcaires sont normalement peu compactés (photo 33, 36 et 39). La faible épaisseur totale de ces dépôts de plate-forme stable en est sans doute responsable.

#### 4.2.3. La micritisation et la dolomitisation.

*→ différence en milieu calme*  
La micritisation dans les roches allochimiques sparitiques est un phénomène banal qui se rencontre dans n'importe quelle formation et n'importe quel microfaciès. La micritisation attaque surtout les éléments figurés grossiers. La plupart des pelitoïdes sont ainsi des bioclastes micritisés (photo 39 et 40).

Enfin, les gros bioclastes remplis par de la calcite sparitique sont généralement emballés par des enveloppes micritiques.

D'un autre côté, l'analyse pétrographique des microfaciès montre que la dolomitisation peut attaquer n'importe quel type de calcaire. Il paraît probable que la micritisation et la dolomitisation se naissent en même temps (photo 41).

La plupart des calcaires dolomitiques appartiennent aux Tidalites de Vouglans. Ce sont des micrites dolomitisées et des intrapel-micrites dolomitisées. Les premières sont beaucoup plus nombreuses que les secondes. Dans la coupe de strato-type, les calcaires de Landaize possèdent également des biomicrites dolomitisées. Dans tous les microfaciès ci-dessus, la dolomitisation affecte surtout la masse matricielle (photo 41 et photo 43) et il se crée des cristaux en forme de rhomboèdre d'un diamètre de 40 à 250 microns.

#### 4.3. Diagenèse des roches orthochimiques.

Dans cette famille de roches, constituées presque entièrement par des micrites, la diagenèse la plus fréquente est la dolomitisation (photo 44).

Parmi les formations d'âge kimméridgien-pürbeckien de notre terrain d'étude, les Tidalites de Vouglans sont les plus dolomitisées.

Dans celles-ci, la compaction, rarement observée, est caractérisée par des stylolites (photo 38).

#### 4.4. Les dolomies.

Les dolomies sont représentées par des dolomicrites (diamètre de cristal de moins de 80 microns) et des dolosparites (diamètre de cristal de plus de 80 microns). Les premières sont beaucoup mieux représentées les secondes : elle appartiennent surtout aux Tidalites de Vouglans.

#### 4.5. La diagenèse des calcaires cristallins.

De tels calcaires cristallins se trouve uniquement dans la formation des Tidalites de Vouglans de la coupe de Landaize. Sans éléments figurés ni fantômes, ce microfaciès est constitué par des calcites sparitiques, soudées les unes aux autres. Dans ce type de calcaires, la teneur en dolomie est généralement faible.



Pour un calcaire entièrement recristallisé, comme celui-ci, le Groupe Elf-Aquitaine (1975) propose le terme de "pseudosparite".

5. CONCLUSIONS A L'ETUDE DE LA DIAGENESE DES DEPOTS KIMMERIDIGIENS-PURBECKIEN DU JURA MERIDIONAL.

Deux zones de diagenèse ont été reconnues : la zone supratidale-intertidale (la zone de balancement des marées) et la zone subtidale.

Les dépôts faits d'éléments figurés carbonatés en zone de balancement des marées et en zone subtidale supérieure peuvent se transformer, par la cimentation, en roches allochimiques sparitiques. Ces calcaires présentent une diagenèse très variée, caractérisée par divers types de ciments sparitiques.

Ainsi, le ciment sparitique en texture mosaïque drusique et le ciment asymétrique sont témoins de la diagenèse sous l'influence des eaux météoriques, tandis que ceux en texture en aiguilles et en texture granulaire indiquent une diagenèse dans la zone phréatique marine.

La cimentation en micrite traduit une diagenèse en milieu calme, comme celui de la zone subtidale. Cette cimentation peut conduire à la formation des roches allochimiques micritiques.

La rareté des formes d'écrasement entre les éléments figurés et la rareté des stylolites indique que les calcaires du Kimméridgien-Purbeckien de la région étudiée sont peu ou non-compactés.

La dolomitisation qui a atteint surtout les micrites, mais aussi les roches allochimiques, s'est effectuée en grande partie dans la zone de balancement des marées. Ceci est attesté par des structures à bird's-eyes, des keystones-vugs, des fentes de dessiccation et des tapis algaires. Dans ce microfaciès, la masse matricielle est la plus dolomitisée. Ces phénomènes de dolomitisation affectent surtout le Portlandien (Tidalites de Vouglans).

Quant à la micritisation qui peut attaquer n'importe quel élément figuré du dépôt, elle peut se développer dans n'importe quel milieu de diagenèse, du supratidal au subtidal.

Enfin, la recristallisation, représentée par des "pseudosparites", est caractéristique de la diagenèse en milieu supratidal.

PLANCHES  
PHOTOGRAPHIQUES



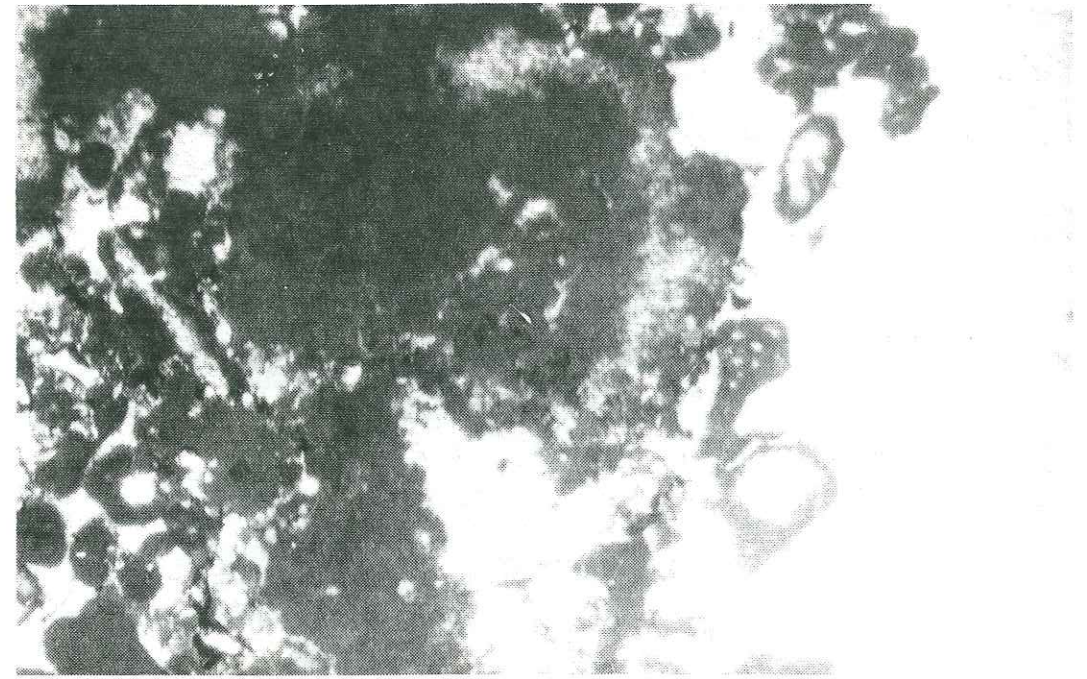


Photo 31 : Ciment sparitique granulaire dans une perforation d'organismes fouisseurs et ciment sparitique irrégulier dans les espaces intergranulaires (assises pürbeckiennes). Grandissement 25.

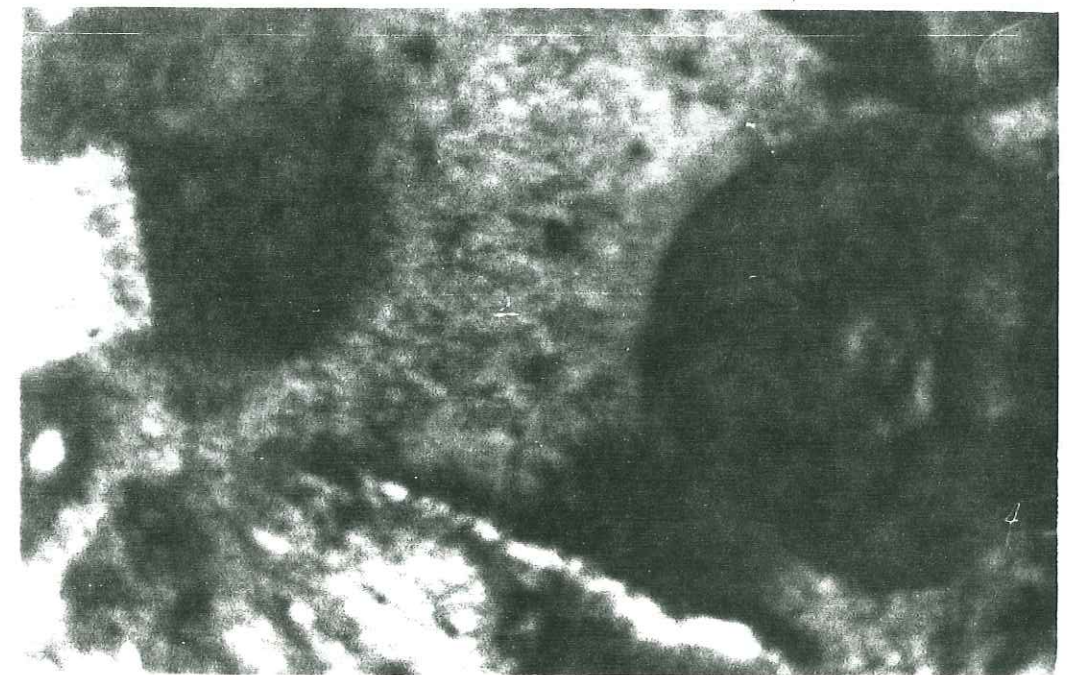


Photo 32 : Ciment sparitique en aiguilles autour des éléments figurés (calcaires de Landaize). Grandissement 100.





Photo 33 : Ciment sparitique en texture mosaïque drusique reliant des ooïdes et des bioclastes (calcaires de Landaize). Grandissement 63.

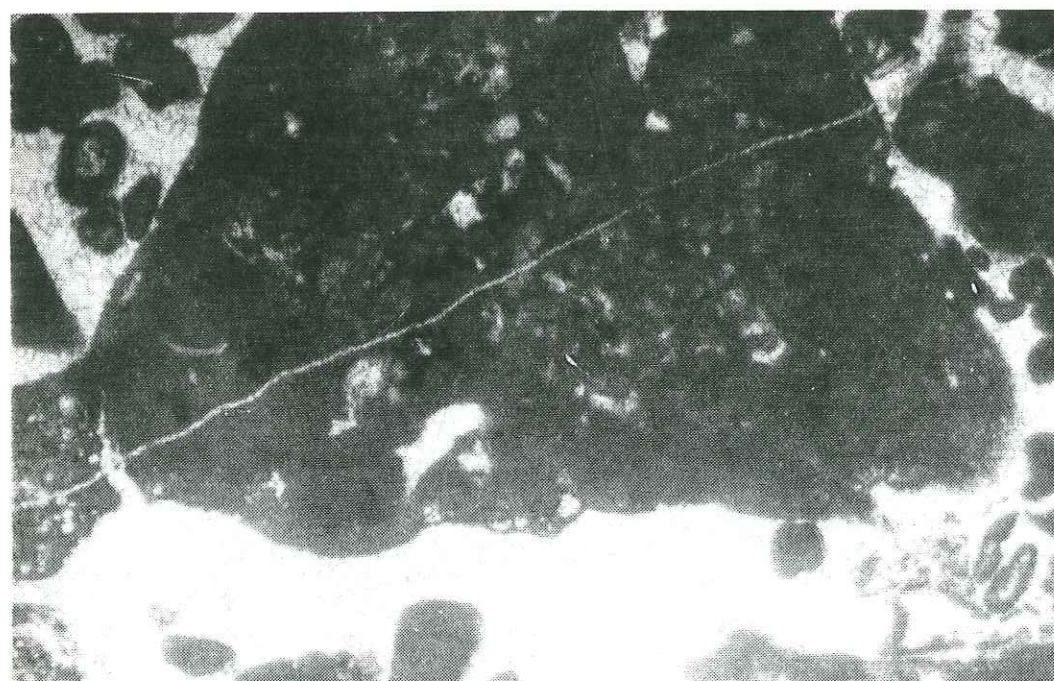


Photo 34 : Ciment asymétrique développé à la base d'un endoclaste (calcaires de Landaize). Grandissement 35.



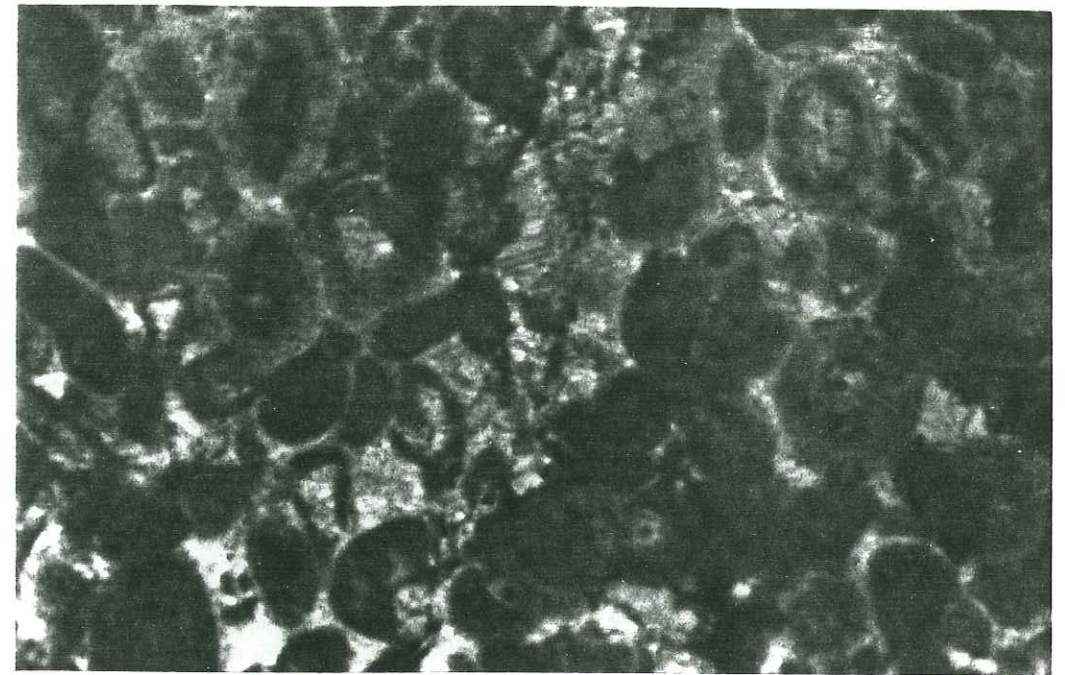


Photo 35 : Partie gauche : écrasements entre éléments figurés (ooïdes et pellesoïdes ; calcaires de Landaize).  
Grandissement 63.

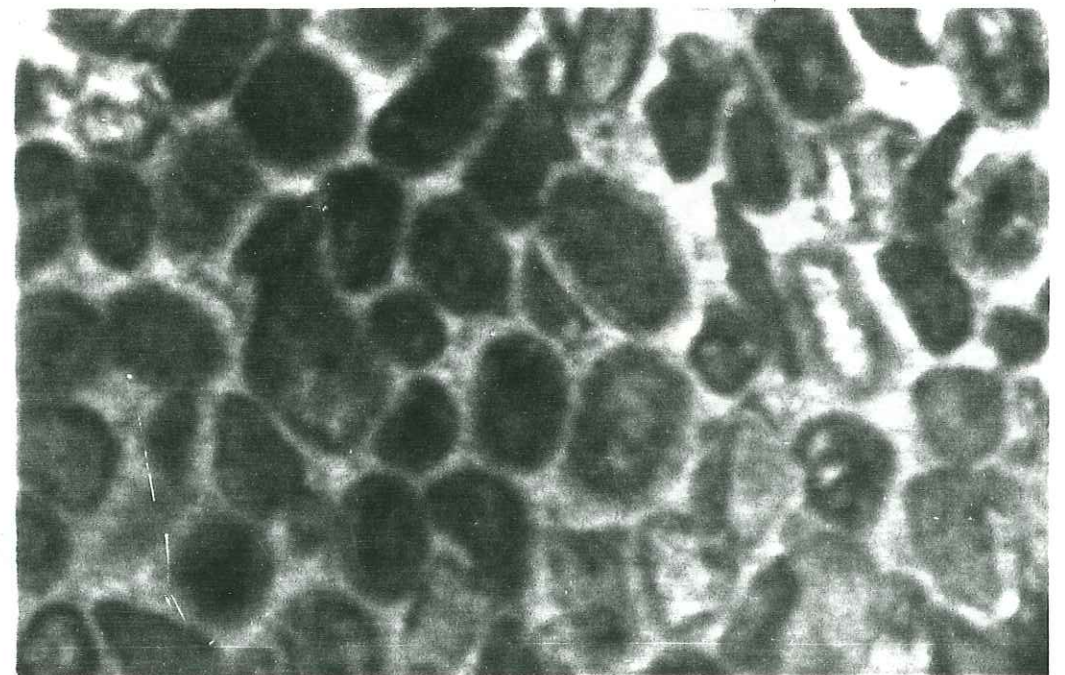


Photo 36 : Microfaciès non-compacté : les grains (ooïdes et bioclastes) sont emballés par un ciment sparitique (oobiosparite ; calcaires de Landaize). Grandissement 63.



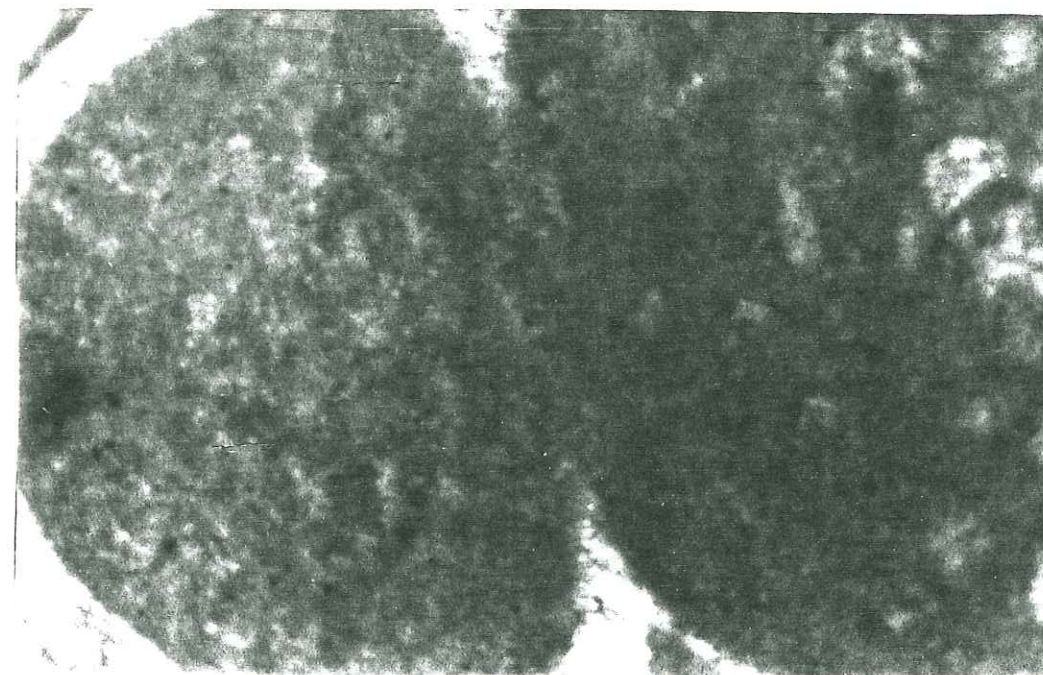


Photo 37 : Intrication entre deux endoclastes dans une intrabiosparite (calcaires de Landaize). Grandissement 63.

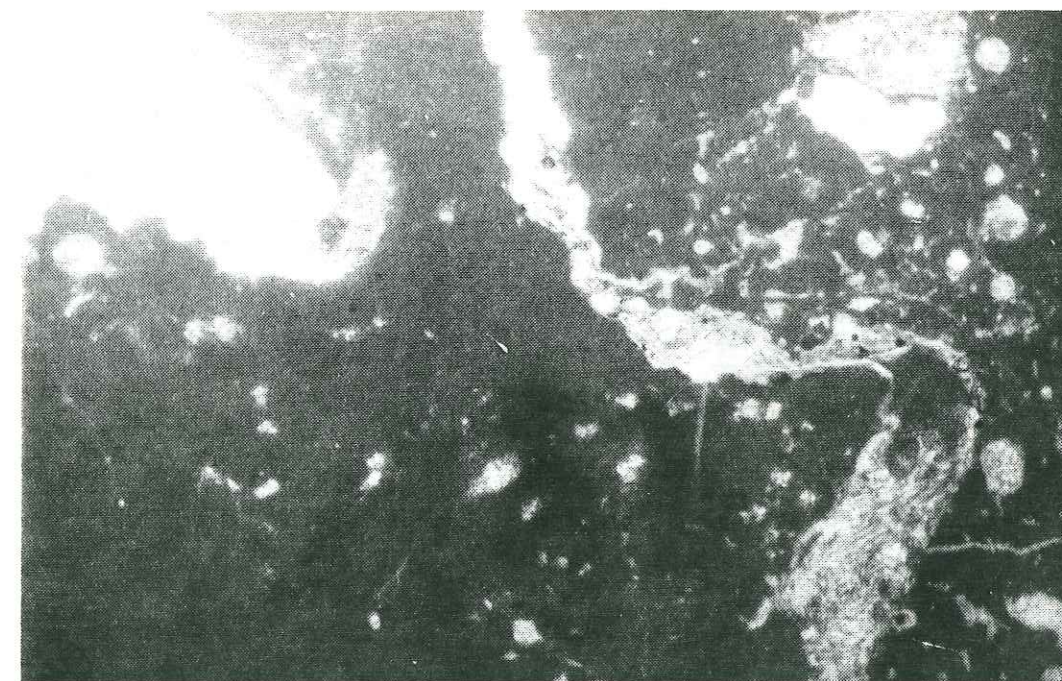


Photo 38 : Stylolite dans une micrite à bird's-eyes (Tidalites de Vouglans). Grandissement 25.



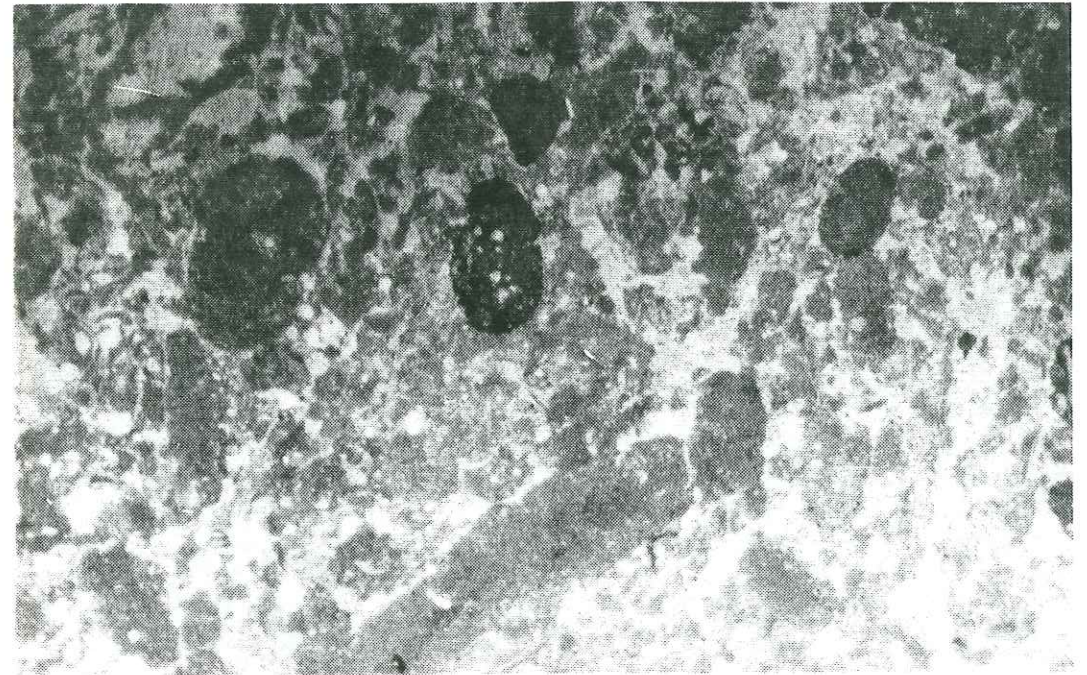


Photo 39 : Pelletoides provenant de la micritisation des bioclastes (pelsparites à quartz ; calcaires de Landaize). Grandissement 25.

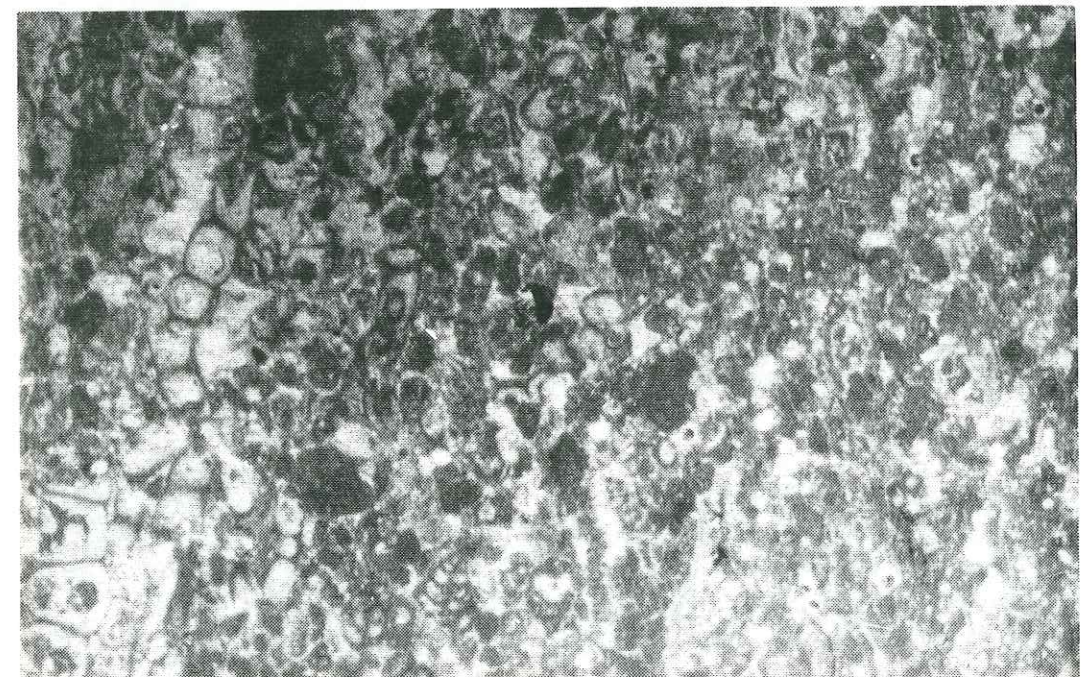


Photo 40 : Micritisation profonde de fragments algaux produisant des pelletoides (pelsparites à algues et à foraminifères ; "calcaires en plaquettes"). Grandissement 25.



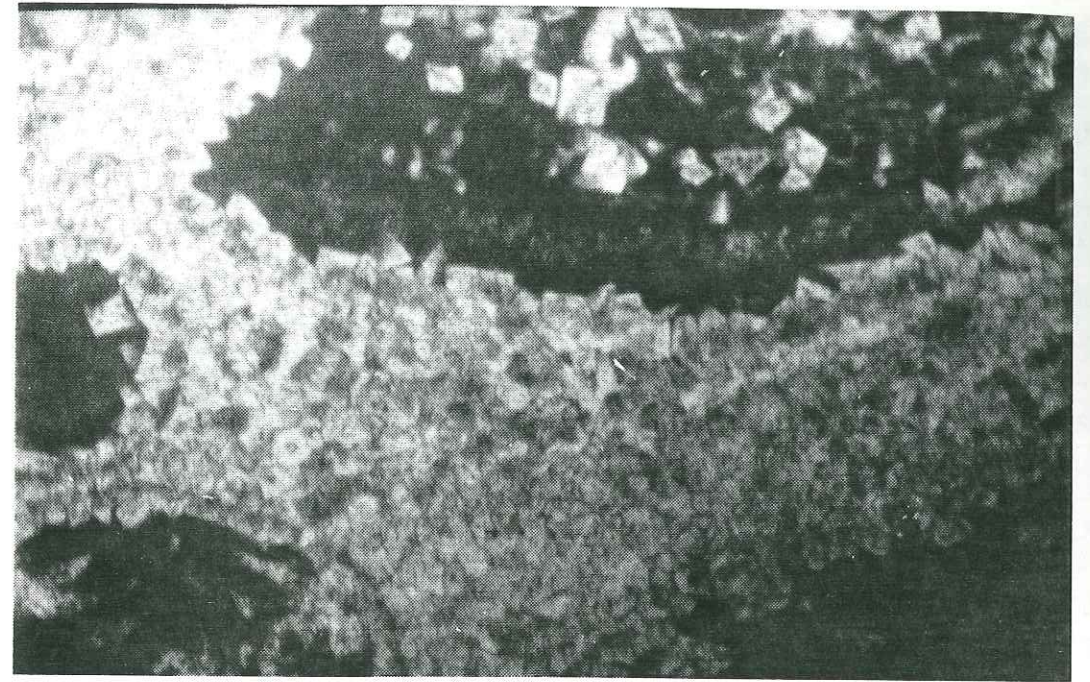


Photo 41 : Reliques micritisées de la dolomitisation (calcaire dolomitique dans les calcaires de Landaize). Grandissement 25.

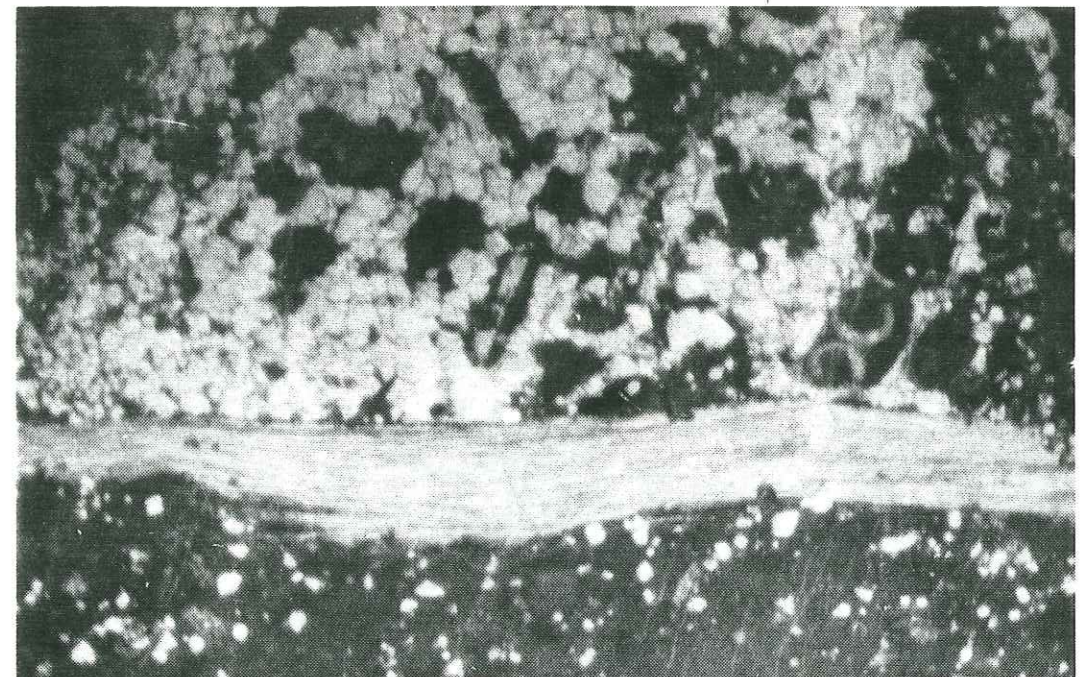


Photo 42 : Phase de liaison dolomitisée et test de Brachiopode rempli de sparte en texture fibreuse et non pas de dolomite (Tidalites de Vouglans). Grandissement 25.



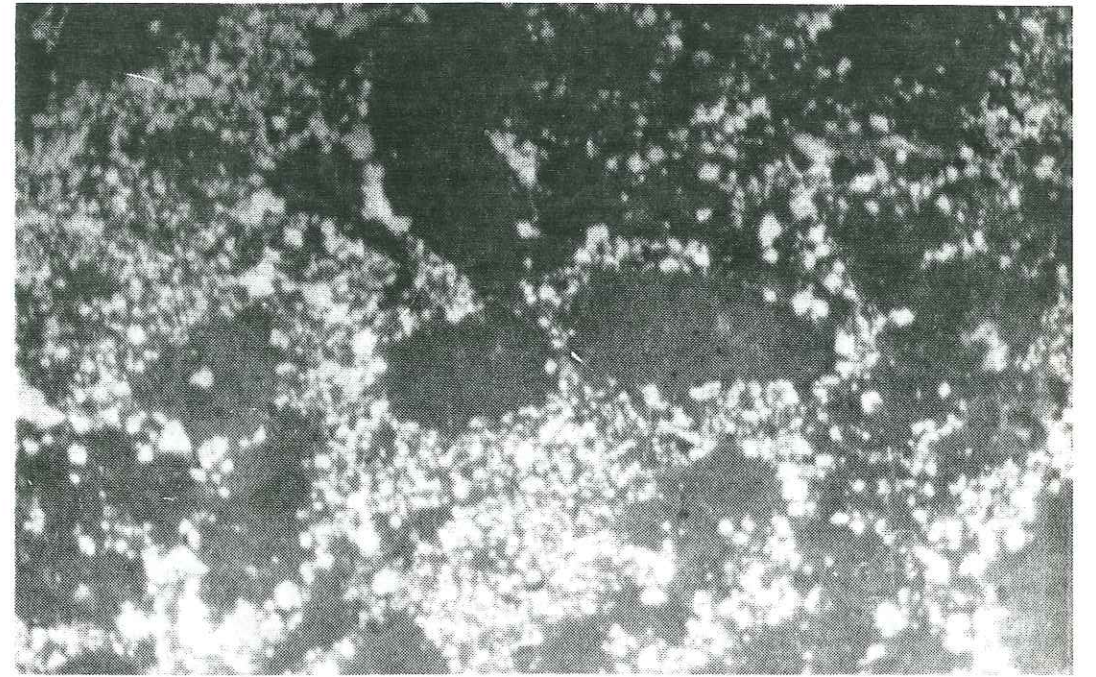


Photo 43 : Dans une intrapelmicrite dolomitisée, la masse matricielle est fortement dolomitisée, tandis que les éléments figurés sont entièrement micritisés (Tidalites de Vouglans).  
Grandissement 25.

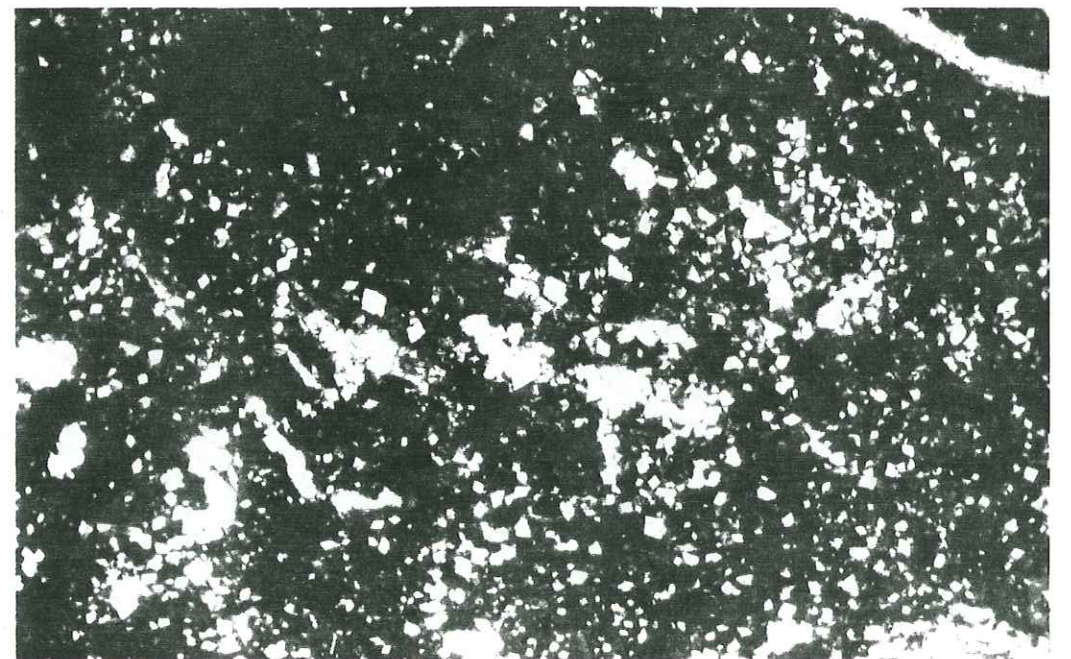


Photo 44 : Micrite dolomitisée (Tidalites de Vouglans).  
Grandissement 63.



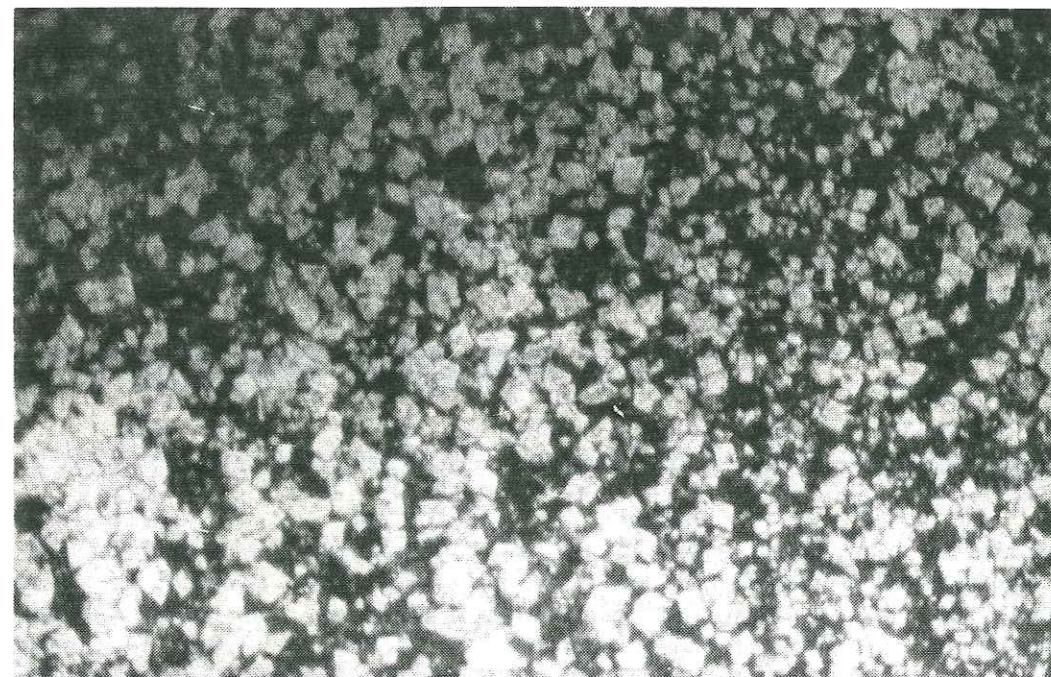


Photo 45 : Dolomicrite (Tidalites de Vouglans).  
Grandissement 63.

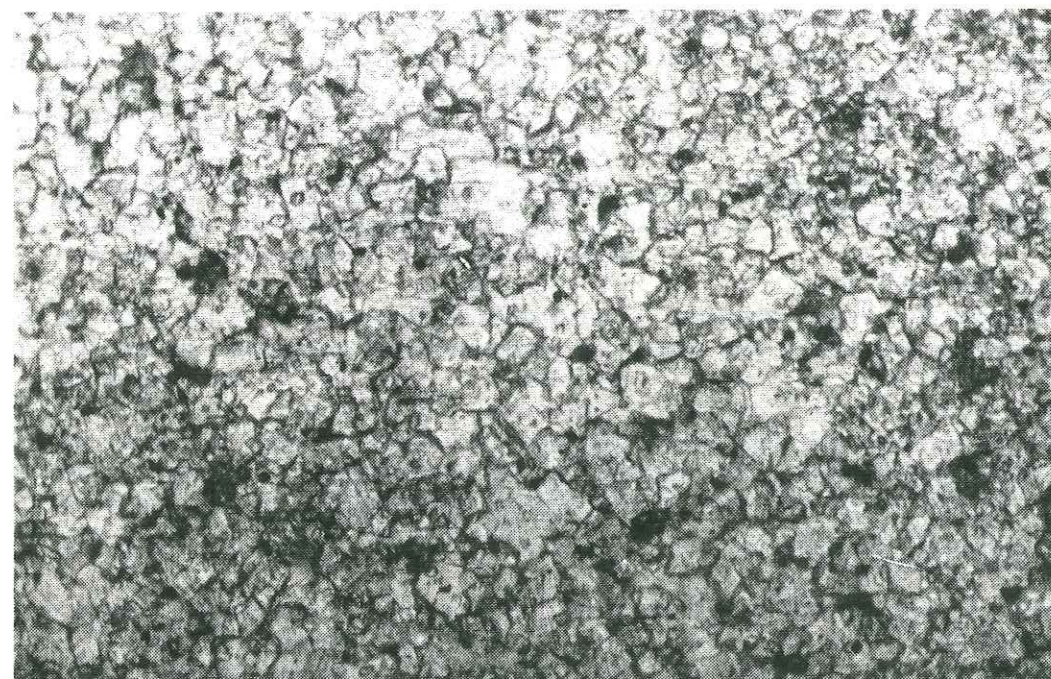


Photo 46 : "Pseudosparites" dans un calcaire recristallisé (Tidalites de Vouglans). Grandissement 63.



## CHAPITRE VII : ETUDE DE LA MATIERE ORGANIQUE.

### I. GENERALITES ET OBJECTIFS DE L'ETUDE.

#### 1.1. Etat de conservation de la matière organique sédimentaire.

La concentration importante de la matière organique sédimentaire dispersée se produit dans un milieu de dépôt anoxique où la demande naturelle d'oxygène des organismes dans l'environnement dépasse l'approvisionnement (Demaison & Moore, 1980). La fraction minérale est normalement supérieure à celle de la matière organique et en grande partie elle est constituée d'argiles ou de carbonates.

La richesse d'un sédiment en matière organique dépend d'abord de la quantité des apports organiques et ensuite de l'efficacité des processus de conservation.

Au niveau de la sédimentogenèse, les différents types de la matière organique sédimentaire sont conditionnés essentiellement par l'origine des biomasses lui ayant donné naissance. Tissot & Besserau (1982) distinguent :

- un type I, où la matière organique a une origine microbienne (bactéries et cyano-bactéries), est riche en hydrogène et constitue une bonne source d'hydrocarbures.
- un type II, où la matière organique d'origine marine planctonique se dépose dans des bassins plus ou moins restreints et déficients en oxygène.
- un type III, dans lequel la matière organique provient de végétaux supérieurs terrestres et se dépose en milieu continental ou péricontinental (deltaïque ou de bassin marginal).

Au cours des temps géologiques, la matière organique sédimentaire évolue. En étudiant son évolution dans la séquence sédimentaire nous pouvons reconstituer l'histoire thermique d'un bassin concerné (Durand, 1976 ; Robert, 1982).

Pendant la période de sédimentogenèse, la diagenèse précoce trans-



forme le sédiment meuble en une roche sédimentaire compactée, cependant que la matière organique pouvant l'accompagner évolue au cours de l'enfouissement sédimentaire (Robert, 1979).

Trois étapes d'évolution de la matière organique peuvent être distinguées (Tissot & Welte, 1978) :

- La diagenèse est une étape où la matière organique évolue par la perte de grandes quantités d'oxygène éliminé sous forme de gaz carbonique et d'eau.
- La catagenèse est l'étape intervenant à des profondeurs et des températures plus élevées que précédemment correspondant à la perte d'oxygène, d'hydrogène et de carbonate par la formation d'huiles et de gaz à condensat.

La métagenèse est l'étape correspondant à la formation de gaz secs (CH<sub>4</sub> essentiellement) et au craquage des hydrocarbures, déjà formés au cours de la catagenèse.

## 1.2. FACTEURS CONTROLANT LA MATURATION DE LA MATIERE ORGANIQUE.

### 1.2.1. Rôle de la température. *Chabun*

Le rôle de la température sur la dégradation de la matière organique est exponentiel (réaction endothermique obéissant à la loi d'Arrhénius ; in Robert, 1982). La température et le transfert thermique dans les bassins sédimentaires sont des paramètres essentiels pour l'évolution de la matière organique sédimentaire (Perrin, 1983). L'énergie thermique peut résulter de la subsidence du bassin ou avoir une source locale profonde (volcanique, hydrothermale, ...).

Pendant la période de subsidence et de l'enfouissement du contenu d'un bassin, la température augmente, entraînant l'évolution de la matière organique. Un domaine de profondeur important au cours de cette évolution est la "fenêtre à huile". Ce domaine correspond à l'étape où la matière organique, dite nature, engendre les huiles. Il se situe à des profondeurs où les températures varient entre 65° et 150°C environ (Perrodon, 1980).

La fenêtre à huile peut être également localisée à partir de l'étude de paramètres obtenus par des techniques pétrologiques et géochimiques :

- réflectance de la vitrinite comprise entre 0,5 et 1,5% (Perrodon, 1980 ; Robert, 1982) ;

- température au maximum du pic P2 de la pyrolyse Rock-Eval (T<sub>max</sub>) de 430 à 465°C (Espitalié et al., 1977, 1985).

### 1.2.2. Rôle du temps.

A côté du rôle de la température, le rôle du temps sur l'évolution de la matière organique est également significatif.

Le rôle du temps dans la transformation thermique de la matière organique est linéaire (réaction d'ordre 1), la vitesse de réaction étant proportionnelle à la concentration du corps dans le mélange (Tissot et al., 1975 ; Robert, 1982).

Si pendant une période de subsidence d'un bassin, la matière organique se décompose à un taux exponentiel par rapport à l'augmentation de la température, elle peut continuer à évoluer si la subsidence s'arrête. Sa transformation variera alors seulement linéairement avec le temps (Gretner & Curtis, 1982). D'après ces auteurs, le rôle du temps dans la transformation thermique de la matière organique est notable en particulier au stade de la fenêtre à huile.

## 1.3. FACIES GEOLOGIQUES DU MATERIEL D'ETUDE.

L'étude de la matière organique a été réalisée sur une séquence stratigraphique à dominante calcaire d'un dépôt d'une plate-forme continentale stable d'âge variant du Kimméridgien à la base du Crétacé. Nous avons choisi 40 échantillons, sélectionnés suivant leurs faciès macroscopiques et pétrographiques. Leur numéro correspond à celui des échantillons des coupes décrites précédemment.

La plus grande partie des échantillons étudiés sont des calcaires bitumineux de la mine d'Orbagnoux d'âge Kimméridgien supérieur. Ces calcaires résultent du dépôt dans un lagon intertidal (voir chapitre "Environnement de dépôt et séquences des microfaciès"). Des analyses réalisées sur quelques échantillons de calcaires laminitiques appartenant au même niveau stratigraphique ont été réalisées en vue de reconnaître la variation horizontale de la teneur en carbone organique et de montrer les différents caractères géochimiques de la matière organique contenue.

Pour compléter ces analyses, nous avons aussi examiné un échantillon d'âge Kimméridgien inférieur (marnes), quelques échantillons de micrites, de micrites à bioclastes et de micrites dolomitisées des Tidalites de Vouglans (Portlandien et Fürbeckien) et deux échantillons d'argiles de la base du Crétacé (Formation de Vions du Berriasien).



L'analyse de la matière organique a donc été réalisée sur des échantillons allant de roches franchement bitumineuses jusqu'à des roches purement calcaires recouvrant l'ensemble des faciès étudiés précédemment.

Quelques travaux antérieurs sur le Jura méridional (Bourgeat, 1888 ; Donze, 1953 et Bernier, 1972 et 1984) évoquent, sans s'y attarder, la matière organique et l'origine de la couleur des cailloux noirs ainsi que des hypothèses sur l'origine du contenu organique sans entrer dans un examen détaillé (nature et évolution). Du point de vue géochimique, Gubler & Louis (1956) ont été les premiers à doser le carbone organique et à s'interroger sur la genèse des hydrocarbures de cette région.

## 2. METHODES UTILISEES.

L'étude de la matière organique a été menée par les techniques d'observation optique et de géochimie organique classique.

### 2.1. METHODES OPTIQUES.

#### 2.1.1. Examen de macéraux en lumière réfléchie.

Le but de cette étude est de déterminer le pouvoir réflecteur de la vitrinite contenue dans les échantillons. Ce paramètre est largement utilisé dans le domaine de la géologie pétrolière pour apprécier le degré d'évolution thermique des matières organiques.

Cet examen a été réalisé sur des surfaces polies (18 échantillons) et sur des concentrés physiques de matière organique (20 échantillons). Dans les roches non-charbonneuses, une concentration physique (densimétrique) préalable des particules de vitrinite est en effet nécessaire. C'est cette technique qui a été appliquée à nos échantillons.

Rappelons que le pouvoir réflecteur de la vitrinite augmente avec la profondeur sous l'effet de la température et du temps (Perrodon, 1980 ; Robert, 1982).

De plus, le pouvoir réflecteur est le rapport entre la quantité de la lumière réfléchie par l'échantillon et la quantité de lumière incidente. Il se mesure à l'aide d'un photomètre monté sur le microscope et la mesure est faite par comparaison avec un étalon homogène de réflectance connue.

#### 2.1.2. Examen en lumière fluorescente.

L'examen en lumière fluorescente permet d'analyser la partie la plus hydrogénée de la matière organique, c'est-à-dire celle qui est principalement à l'origine des hydrocarbures produits au cours de la catagenèse (Robert, 1982). Au cours de l'évolution, la fluorescence émise passe de longueurs d'ondes les plus courtes (bleu puis vert) à des longueurs d'ondes les plus élevées (jaune, rouge puis brun) (Alpern, 1976).

Sur des matières organiques artificiellement concentrées, l'examen en lumière fluorescente a un caractère limité par le fait que l'on ne dispose pas de la totalité de la matière organique du sédiment ou de la roche (inclusions huileuses, bitumes adsorbés, ...).

#### 2.1.3. Examen pétrographique des lames minces.

Cette observation est réalisée en vue de connaître les liens texturaux existants entre les particules organiques et minérales. Elle constitue un complément des deux méthodes optiques précédentes. Nous l'avons appliquée aux biolithites algaires, aux micrites, aux micrites dolomitisées et aux biomicrites.

## 2.2. METHODES GEOCHIMIQUES.

Les techniques géochimiques utilisées ont permis de quantifier le carbone organique dans les sédiments, leur potentiel pétrolier (Rock-Eval) et la nature de leurs composés lipidiques (étude de certains hydrocarbures).

#### 2.2.1. Dosage du carbone organique.

Le dosage du carbone organique fournit une donnée fondamentale pour estimer la quantité de la matière organique dans un sédiment ou une roche. La richesse de la roche-mère en carbone organique total (C.O.T.) permet de distinguer (Oudin, 1982), des roches-mères médiocres, contenant de 0,5% à 1% de C.O.T., d'assez bonnes roches-mères, de 1% à 2% de C.O.T. et d'excellentes roches-mères, plus de 2% de C.O.T.

Les teneurs en carbone organique sont obtenus par combustion des échantillons à 1100°C sous atmosphère oxydante (Carmograph Wösthoff). Auparavant, les carbonates sont éliminés par attaque acide (HCL, 2N) à environ 50°C. Le CO<sub>2</sub>, dégagé par la combustion de la matière organique,



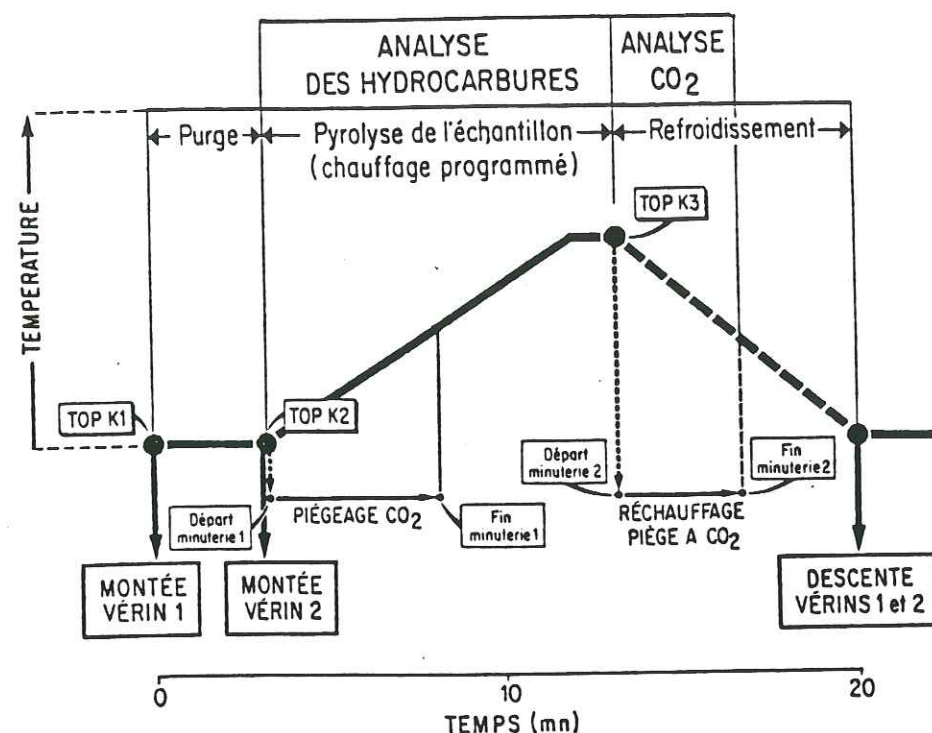


Fig. 46 : Cycle d'analyse de la pyrolyse Rock-Eval 1 (Espitalié et al., 1977).

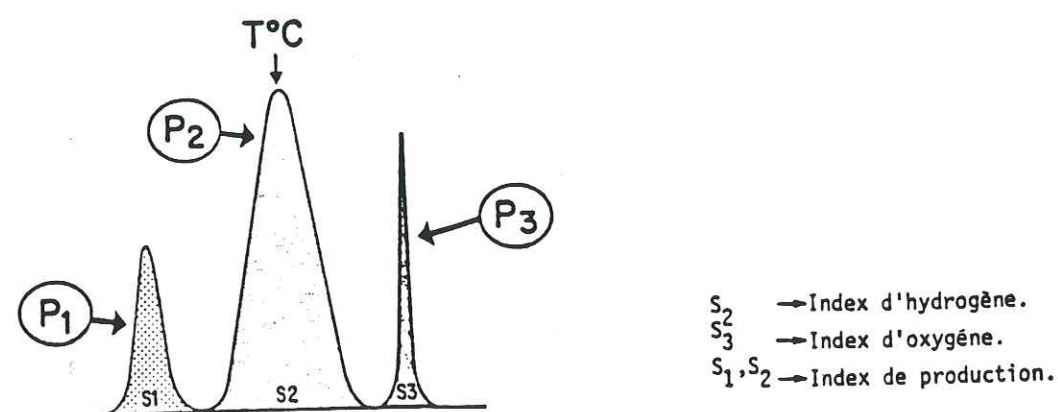


Fig. 47 : Exemple schématique d'enregistrement obtenu au cours de la pyrolyse Rock-Eval (Espitalié et al., 1977).

est dosé d'après la variation de la conductivité d'une solution de soude titrée (NA OH, N/250). Les teneurs en carbone sont calculées en se référant à un étalon externe (CaCO<sub>3</sub> pur).

### 2.2.2. Analyse Rock-Eval. (Fig. 46 et 47).

La pyrolyse Rock-Eval est une méthode d'investigation physico-chimique mise au point pour l'exploration pétrolière afin de connaître les différents types de roches-mères, l'état de maturation de la matière organique et sa capacité à produire des hydrocarbures (Espitalié et al., 1977). Elle permet de construire un log géochimique d'un puits en cours de forage.

La méthode consiste à chauffer 3 minutes en programmant l'augmentation de la température à 25°C par minute en moyenne, sous atmosphère inerte (hélium), un petit échantillon de roche (50 mg environ). La température de départ est de 250°C et la température finale de 550°C. Le cours de la pyrolyse de Rock-Eval est présenté dans la figure 46, tandis que les enregistrements obtenus sont schématisés dans la figure 47. Trois pics sont obtenus au cours de cette analyse : P1, P2, P3. L'intégrale (S1) du pic P1 est représentative de la quantité d'hydrocarbures libres, l'intégrale (S2) du pic P2 est représentative du potentiel de la roche en composés hydrocarbonés et l'intégrale (S3) de pic P3 est représentative de la quantité d'oxygène libéré (sous forme combinée) au cours de la pyrolyse, exprimée sous forme de CO<sub>2</sub> (Espitalié et al., 1977). La température au maximum du pic P2, T<sub>max</sub>, renseigne sur l'état d'évolution de la matière organique au sein d'une série sédimentaire et peut être corrélée à la réflectance de la vitrinite (Tissot et al., 1971 ; Teichmüller & Durand, 1983).

Au cours de l'enfouissement d'un bassin et de l'augmentation de la température, le pic P1 tend normalement à augmenter pendant que le pic P2 diminue.

Deux exemples de paramètres obtenus par analyse Rock-Eval à partir de différents types de matière organique sont résumés ci-dessous (tableau IV).



TABLEAU IV

EXEMPLES DE PARAMETRES OBTENUS PAR ANALYSE ROCK-EVAL DE DIFFERENTS TYPES DE M.O. (d'après Espitalié et al., 1977 et Montacer, 1984).

Type de matière organique	S1 mg.HC/ g. de roche	S2 mg.HC/ g. de ro- che	IH mg.HC/ g.COT	IO mg.HC/ g.COT	T.max °C
I Green River Shales	-	-	850	-	440
" " "	-	-	900	30	-
" " "	-	250	-	-	-
II Toarcien (bassin de Paris)	-	-	606	-	419
III (Charbon, Indonésie)	-	-	140	-	424
III (Douala, Cameroun)	-	-	30-70	150	-
III (Forage Misedor Indonésie)	12,00	24,30	193	143	432
" "	27,30	31,30	112	135	376

Les rapports des paramètres S2 et S3 obtenus par pyrolyse Rock-Eval à la teneur en carbone organique (COT) définissent respectivement l'index hydrogène (IH) et l'index d'oxygène (IO) (Espitalié et al., 1977, 1985) :

$$\text{IH} = \frac{\text{S2}}{\text{COT}} \text{ mg H.C./g.C.org}$$

$$\text{IO} = \frac{\text{S3}}{\text{COT}} \text{ mg CO}_2/\text{g.C. org}$$

L'index de production IP est défini par le rapport  $\text{S1}/(\text{S1} + \text{S2})$  (Espitalié et al., 1977, 1985). Il exprime l'aptitude que la roche étudiée a déjà eu à libérer des hydrocarbures et celle qu'elle a à en produire de nouveaux.

### 2.2.3. Nature des composants lipidiques (études de certains hydrocarbures) : extraction chloroformique.

Les lipides totaux sont extraits par du chloroforme ( $\text{CHCl}_3$ ) à environ  $30^\circ\text{C}$  pendant une heure. Il en résulte la quantité d'hydrocarbures totaux en mg par g de roche ; on peut en déduire ainsi la valeur en mg par g de C.O.T.

Ensuite, les asphaltènes sont précipités dans l'heptane ( $n\text{C}_7$ ) pendant une nuit à  $4^\circ\text{C}$ .

- Les résines, quant à elles, sont retenues sur une colonne d'alumine et les hydrocarbures (SAT et AROM) sont récupérés dans une solution de dichlorométhane ( $\text{CH}_2\text{Cl}_2$ ).

- Les hydrocarbures saturés (SAT) sont élués dans du pentane ( $n\text{C}_5$ ) et les aromatiques (AROM) dans un mélange V/V 65/35 de pentane et de dichlorométhane sur une colonne de silice activée.

- Les saturés sont, enfin, injectés en chromatographie en phase gazeuse CPG sur colonne CP Sil 5 (25m de long/0,22 mm de diamètre interne) sous atmosphère d'He (0,46 bars), la température est augmentée de  $4^\circ\text{C}/\text{mn}$  entre  $70^\circ$  et  $310^\circ\text{C}$ , la température finale étant maintenue constante pendant 25mn.

Ces séparations renseignent sur la richesse et le degré de maturation de la matière organique et sur l'origine de cette dernière.

### 3. RESULTATS D'ETUDE DE LA MATIERE ORGANIQUE.

Les analyses que nous avons réalisées ont consisté à déterminer la teneur en carbone organique ainsi que le type et l'état d'évolution thermique de la matière organique des échantillons étudiés.

Les résultats sont présentés et regroupés en fonction des séquences stratigraphiques définies précédemment.



TABLEAU V  
DOSAGE DU CARBONE ORGANIQUE DES ECHANTILLONS ETUDIES :

ETAGE	FORMATION	TYPE DE ROCHE	NO.ECH.	% COT
KIMMERIDGIEN INF.	COUCHES à CEPHALOPODES	marnes	81	0,2
SUPERIEUR  KIMMERIDGIEN	PIAQUETTES "	biolithite algaire	41	4,7
		-- " --	42	3,9
		-- " --	43	3,1
		biomicrite	44	2,3
		biolithite algaire	47	3,1
		-- " --	48	8,6
		-- " --	49	4,9
		-- " --	50	3,0
		-- " --	51	10,9
		micrite à bioclastes	52	7,1
		-- " --	53	0,4
		-- " --	54	3,8
PORTLANDIEN	TIDALITES DE VOUGLANS	calc. laminitiques	153	0,2
		-- " --	259	0,2
		-- " --	261	0,8
		micrite à bioclastes	56	0,2
CRETACE INF.	FORMATIONS DE VIONS	micrite	59	0,3
		micrite dolomitisée	60	0,5
		micrite à bird's - eyes	y-1	0,2
		micrite dolomitisée	X-6	0,1
CRETACE INF.	FORMATIONS DE VIONS	argile lignitique	113	0,1
		-- " --	115	0,7

### 3.1. TENEURS EN CARBONE ORGANIQUE ET TYPE DE MATIERE ORGANIQUE DES ECHANTILLONS ETUDIES.

Les paramètres obtenus par l'étude de la matière organique sont consignés dans le tableau V (dosage du carbone organique) et le tableau VI (analyse Rock-Eval).

#### 3.1.1. Les marnes d'âge kimméridgien inférieur (éch. 81, tableau V).

L'index d'hydrogène (IH) de cet échantillon est de 864 mg HC/g de C.O.T., et le T max (420°C) présente la valeur la plus forte parmi les échantillons étudiés.

Sur le diagramme IH - T max (figure 48), le paramètre IH place cet échantillon sur la lignée de matières organiques de type I.

#### 3.1.2. Les "calcaires en plaquettes" du Kimméridgien supérieur.

##### 3.1.2.1. Les calcaires bitumineux de la mine d'Orbagoux.

Parmi les différents types de roches étudiées, les calcaires bitumineux (biolithites algaires) ont les plus fortes teneurs en carbone organique (3,1 à 10,9% de C.O.T.).

L'analyse optique en lumière réfléchie sur des surfaces polies et l'étude pétrographique sur des lames minces de ces calcaires, nous indiquent l'existence d'une structure laminée nette bâtie sur une alternance des microbanes de tapis algaires et des microbanes micritiques. Examinée en lumière fluorescente, les premiers bancs révèlent qu'ils contiennent une matière organique algaire complètement détruite biologiquement. La morphologie des individus n'est plus reconnaissable (type Green River Shales).

Les teneurs en carbonate organique de ces calcaires sont apparemment conditionnées par le caractère laminé des échantillons qui reflète lui-même probablement des fluctuations de l'oxygénation dans le milieu du dépôt. Les calcaires bitumineux à laminations algaires condensées et régulières qui contiennent peu de bioclastes, sont les plus riches en carbone organique (éch. 51 : 10,9% ; éch. 48 : 8,6% ; éch. 52



TABLEAU VI

LES PARAMETRES OBTENUS PAR LA PYROLYSE ROCK-EVAL DES  
ECHANTILLONS ETUDIES

ETAGE	Formation géologique	TYPE DE ROCHE	NO. ECHANTILLON	mg. H.C./g. de roche			mg. H.C./g. COT		T max (°C)
				S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	S <sub>3</sub>	IH	IO	
Kimmeridgien supérieur	Couches à céphalopodes	marnes	81	-	1,9	0,8	864	364	420
		biolithite algaire	41	0,97	38,30	1,13	803	24	409
		"	42	0,36	35,5	1,2	898	30	406
		"	43	-	29,4	1,7	948	55	408
		biomicrite	44	-	17,5	2,32	748	99	408
		biolithite algaire	47	0,89	30	0,91	961	29	405
		"	48	1,25	108	1,47	1248	17	411
		"	49	1,26	38,5	1,13	776	23	407
		"	50	0,28	26,3	1,5	856	49	400
		"	51	2,8	123,5	3,07	1129	28	409
Portlandien	Calcaires en plaquettes	micrite à bioclastes	52	1,77	67,8	3	945	42	411
		"	53	-	-	0,9	-	-	-
		"	54	-	20	1,8	538	48	411
		"		-	-	-	-	-	-
Crétacé inf.	Calcaires laminitiques	calcaires laminitiques	153	-	0,3	0,24	136	103	-
		"	259	-	0,4	0,57	205	271	-
		"		-	-	-	-	-	-
Portlandien	Tidalites de Vouglans	micrite à bioclastes	56	-	1,3	0,6	650	300	400
		micrite	59	-	-	0,22	-	-	-
		micrite dolomitisée	60	-	-	0,3	-	67	-
Crétacé inf.	Formation de Vions	argile lignitique	113	-	0,9	0,6	155	103	417
		"		-	1,1	0,7	169	108	-

— index d'hydrogène (mg. HC/g. cot) —

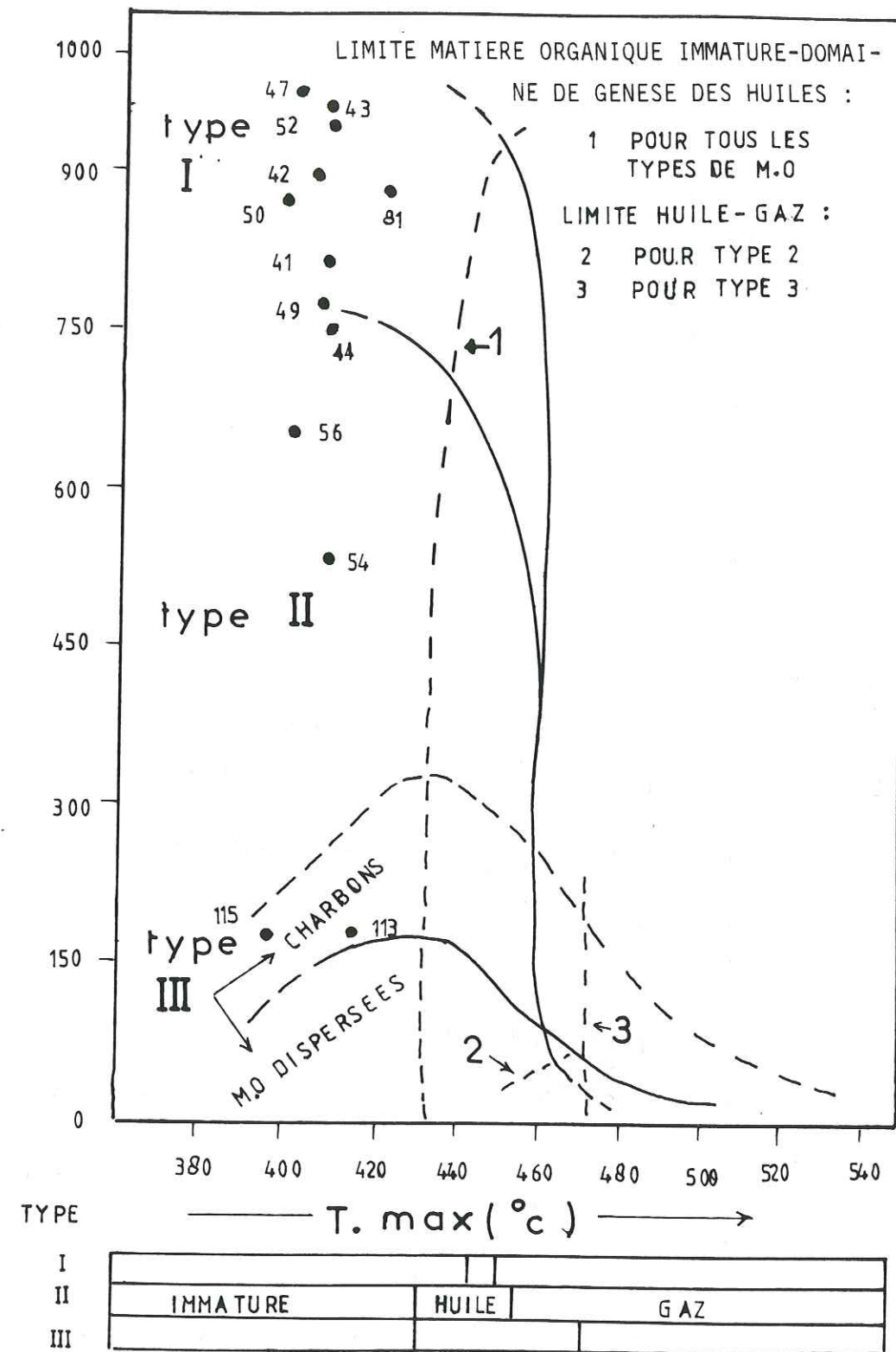


Fig. 48 : Position des points représentatifs des différents échantillons de M.O. des roches étudiées dans le diagramme IH - T.max (Courbes de référence d'après Espitalié et al., 1985).



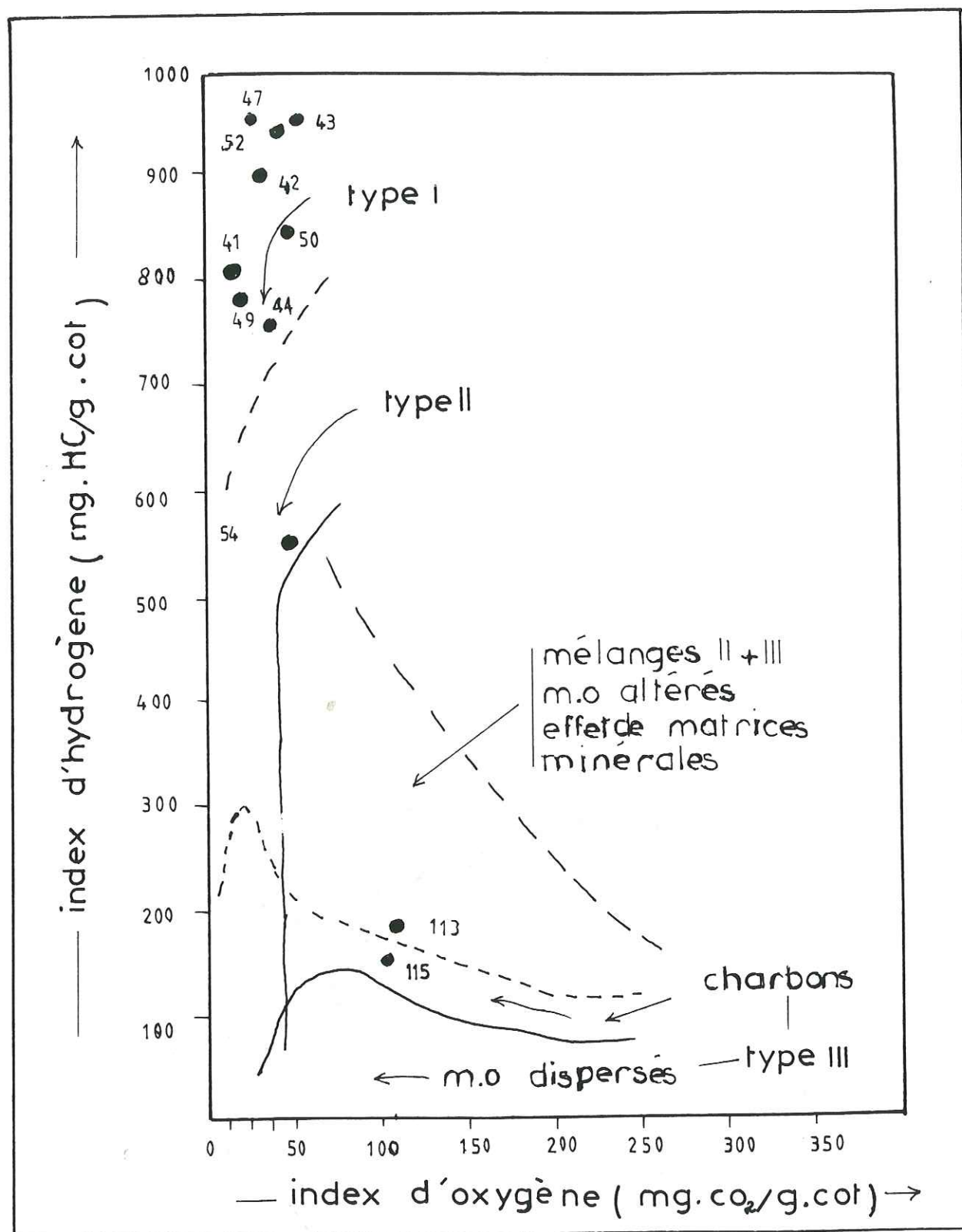


Fig. 49 : Les types de matière organique des échantillons étudiés dans le diagramme IH-IO (Courbes de référence d'après Espitalié et al., 1985).

: 7,2%) alors que le développement des bioclastes et leur sparitisation ont pour effet d'abaisser la teneur en carbone organique (biomicrite 44 : 2,3%).

Les variations des teneurs en carbone organique constatées entre les calcaires bitumineux prélevés dans la galerie de la mine (C.O.T. élevé) et un affleurement près de l'entrée de la mine (C.O.T. plus faibles) sont probablement dues à l'effet d'altération de surface qui a affecté les derniers.

L'index d'hydrogène (IH) des calcaires bitumineux présente de fortes valeurs (de 775 à 950 mg.HC/mg. de C.O.T.) alors que l'index d'oxygène (IO) présente de faibles valeurs (60 mg.CO2/mg de C.O.T. au maximum). Les valeurs de T.max sont très faibles, comprises entre 405 et 412°C. Dans le diagramme IH-T max (figure 48) les points représentatifs de ces calcaires bitumineux sont proches de la lignée de matière organique de type I, résultat en bon accord parfait avec celui que montre le diagramme IH-IO (figure 49). Dans le cas des échantillons dont les points représentatifs sont situés dans les parties extrêmes des diagrammes (IH/T max) ou (IH/IO) l'on pourrait avoir à faire à des produits migrés, très hydrogènes qui s'ajouteraient à des matières organiques originelles d'origine algaire planctonique ou microbiennes.

Les micrites à bioclastes à laminations très vagues, bâties grâce à l'alternance de tapis algaires peu condensés et de microbanes micritiques souvent riches en fragments d'algues et d'autres débris squelettiques sparitisés contiennent une matière organique d'origine algaire planctonique de type II (éch. 56 et éch. 54 dans la figure 48 et éch. 54 dans la figure 49).

La biomicrite (éch. 44), caractérisée par de nombreux bioclastes sparitisés, possède d'assez faibles teneurs en carbone organique (2,3%). Son point représentatif se trouve à proximité de la lignée de matière organique de type III (figures 48 et 49).

### 3.1.2.2. Les calcaires laminitiques du Sud de la mine.

Dans les mêmes couches mais plus au Sud, à environ 12 km de la mine d'Orbagnoux, les calcaires laminitiques présentent très peu de matière organique (éch. 259 : 0,2% de C.O.T. ; éch. 261 : 0,8% de C.O.T. et éch. 153 : 0,2% de C.O.T.). En pyrolyse Rock-Eval, ces échantillons ne donnent pas de réponse interprétable.



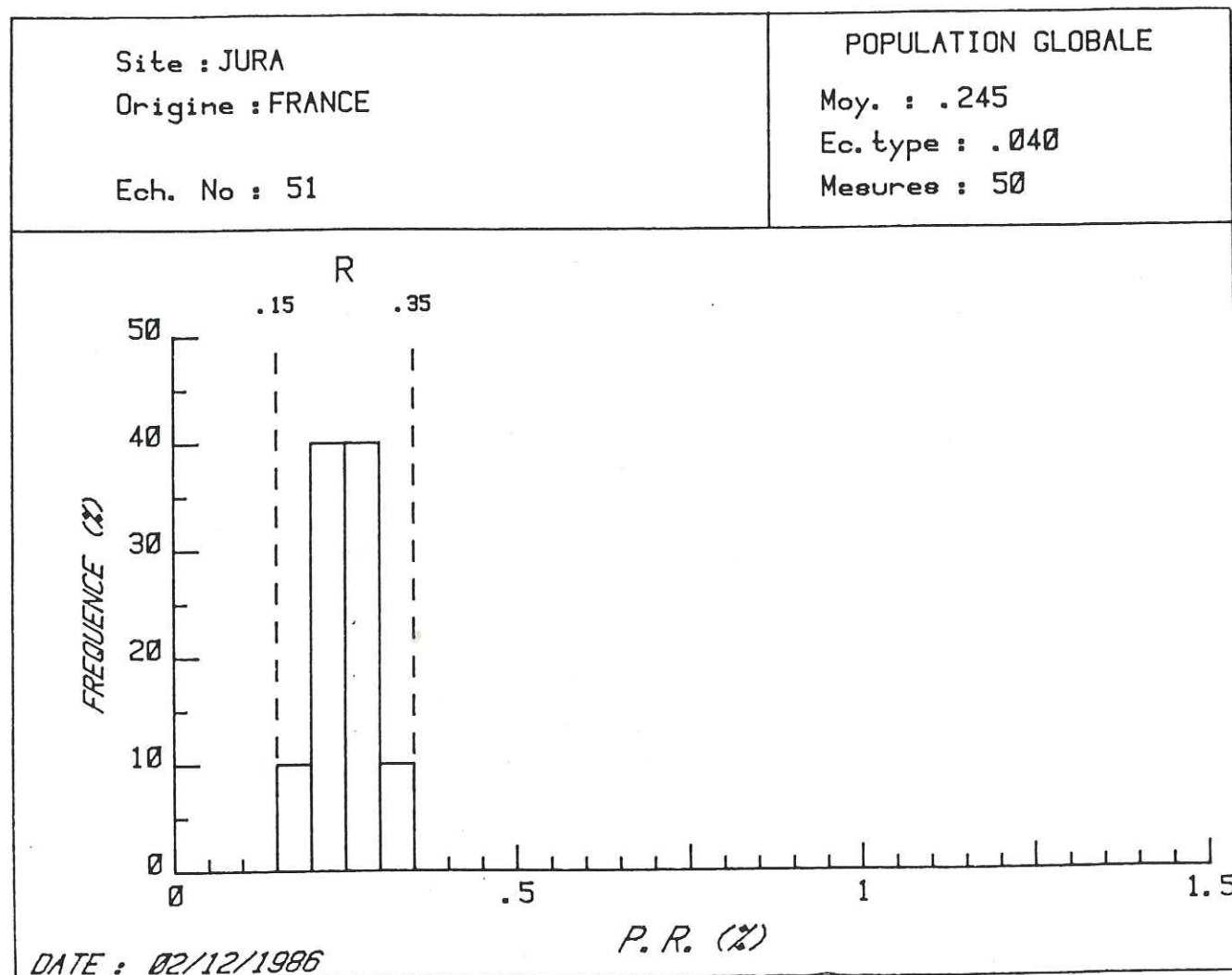


Fig. 50 : Pouvoir réflecteur des particules organiques issues des végétaux supérieurs dans un échantillon de calcaire bitumineux de la mine d'Orbagnoux (éch. 51).

### 3.1.3. Les calcaires à cailloux noirs.

Les calcaires à cailloux noirs appartiennent aux Tidalites de Vouglans et aux Assises pürbeckiennes. Ces deux formations sont des dépôts de milieux oxydés et agités (voir chapitre "Environnement de dépôt et séquences des microfaciès").

L'analyse Rock-Eval montre que les calcaires à cailloux noirs de dépôts tidalitiques ne contiennent que des traces d'hydrocarbures.

D'un autre côté, l'examen optique de lames minces des calcaires à cailloux noirs du Portlandien de la mine d'Orbagnoux montre l'existence de matière organique amorphe de couleur noire.

Enfin, l'examen en lumière réfléchie de surfaces polies des calcaires à cailloux noirs du flanc Ouest de l'anticlinal du Gros Foug présente une matière organique amorphe associée à des micrites (complexes organo-minéraux, Robert, 1979).

Globalement, la teneur en carbone organique des calcaires à cailloux noirs varie de 0,1 à 0,5%.

### 3.1.4. Les argiles du Crétacé.

Les paramètres de la pyrolyse Rock-Eval d'un échantillon d'argile du Crétacé inférieur (Formation de Vions) du flanc Ouest du Gros Foug (éch. 113) donnent les valeurs suivantes : T max : 417°C, IH = 155 mg.HC/g. de C.O.T. ; IO = 103 mg.CO<sub>2</sub>/mg C.O.T., ce qui range cette matière organique dans le type III (figures 48 et 49), résultat en accord avec les observations pétrographiques.

### 3.2. NATURE DES COMPOSES LIPIDIQUES (étude de certains hydrocarbures).

Le tableau VII ci-dessous résume les résultats obtenus par extraction chloroformique.



Ech.	LIPIDES EXTRAITS		COMPOSÉS			
	H.C. TOTAUX		HYDROCARBURES			
	mg/g. roche	mg/g. C.O.T.	SAT %	AROM %	RES %	ASPH %
ORB 43	4,7	150	2,7	9,0	51,0	35,1
- 44	3,9	165	3,2	11,8	55,4	29,6
- 47	6,2	198	3,4	8,1	39,4	49,2
- 48	20,9	242	8,9	10,9	33,1	47,1
- 51	24,7	225	26,9	18,3	24,2	30,7
- 52	19,7	274	20,5	23,7	24,2	31,6
- 54	6,9	186	8,5	19,5	29,8	42,2
- 55	4,8	145	23,1	8,4	39,4	29,1

TABLEAU VII

Composants lipidiques par extraction chloroformique.

Il apparaît que :

1°/- Globalement les teneurs en lipides sont notables dans le Kim-  
mériidgien supérieur de la mine d'Orbagnoux.

2°/- Les fractions lourdes (Résines + Asphaltènes) sont abondantes  
ce qui peut traduire l'état immature de la matière organique  
ou sa biodegradation. Peut-être s'agit-il de biobitumes non  
affectés par un échauffement notable.

3°/- Néanmoins, les hydrocarbures (SAT + AROM) des échantillons 51,  
52, 54 et 55 sont relativement abondants, tout particulière-  
ment dans les échantillons 51 et 52. Deux possibilités sont à  
envisager :

- une évolution thermique plus importante à ces niveaux ;
- un phénomène de migration d'hydrocarbures relativement lé-  
gers.

D'un autre côté Monsieur Montacer a effectué des chromatogrammes  
des hydrocarbures saturés (fig. 51 et 52). Ceux-ci ont été limités à un  
petit nombre d'échantillons car, en général, la quantité de "SAT" était  
trop faible pour effectuer des analyses.

Sur les chromatogrammes effectués, il apparaît :

- que ces derniers rappellent ceux obtenus sur des bitumes classi-  
ques avec absence de toute parité dans la distribution des pics  
des modes n C16 à C19 pouvant correspondre à des milieux marins  
ou lagunaires ;
- qu'il y a une grande quantité d'isoprénoides et biomarqueurs (zo-

ne où sortent les pics en C27 et C29) signatures d'une intense  
activité biologique, certainement bactérienne pour une part ;

- qu'il y a absence d'indicateur de matière organique issue de vé-  
gétaux supérieurs.

### 3.3. ETAT D'EVOLUTION DE LA MATIERE ORGANIQUE.

Deux paramètres essentiels nous ont été utiles pour déterminer l'é-  
tat d'évolution de la matière organique sédimentaire. L'un est le pou-  
voir réflecteur de la vitrinite, l'autre est la température au maximum  
du pic P2 de la pyrolyse Rock-Eval. Un autre critère est l'intensité de  
la fluorescence de la matière organique qui donne une information sur  
l'état de la matière organique sédimentaire au cours de la période de  
diagenèse.

Par les méthodes optiques, nous avons travaillé sur des concentrés  
physiques et sur des surfaces polies de divers types de calcaires (bio-  
lithite algaire, micrite, micrite à bioclastes, micrite dolomitisée et  
biomicrite), de marnes et d'argiles.

Tous les échantillons examinés sous forme de concentrés physiques  
présentent aux côtés d'une abondante matière organique amorphe ou algai-  
re des fragments de végétaux supérieurs terrestres dans lesquels peuvent  
être reconnues des structures botaniques au sein de tissus gélifiés. Le  
stade de la vitrinite n'est donc pas atteint et ces matières organiques  
ont un état d'évolution comparable à celui de tourbes. Leur pouvoir ré-  
flecteur est très bas, inférieur à 0,25% (figure 50). En lumière réflé-  
chie, leur couleur varie entre le brun rougeâtre, le jaune foncé et le  
gris.

L'examen en lumière fluorescente de surfaces polies de calcaires  
bitumineux montre des particules jaune-verdâtre, parallèles à la lami-  
nation. D'autres lenticules, de couleur jaune en lumière fluorescente,  
sont présentes en faible quantité ; leur forme est arrondie ou ovoïde.  
Ces particules peuvent correspondre soit à des restes algaires cyanobac-  
tériens ou planctoniques, soit à des bitumes.

La température au maximum du pic P2 de la pyrolyse Rock-Eval des  
marnes du Kimmériidgien inférieur est la plus forte (420°C) ; celle des  
calcaires bitumineux varie de 405 à 411°C.

Les valeurs du pouvoir réflecteur des particules issues de végétaux  
supérieurs terrestres, de la fluorescence de la matière organique et de  
la température au maximum du pic P2 de la pyrolyse Rock-Eval, nous indi-  
quent que la matière organique renfermée par la séquence stratigraphique  
du terrain étudié est à l'état immature dans le champ de la diagenèse  
pétrolière, mais qu'elle peut contenir des bitumes migrés (figure 48).



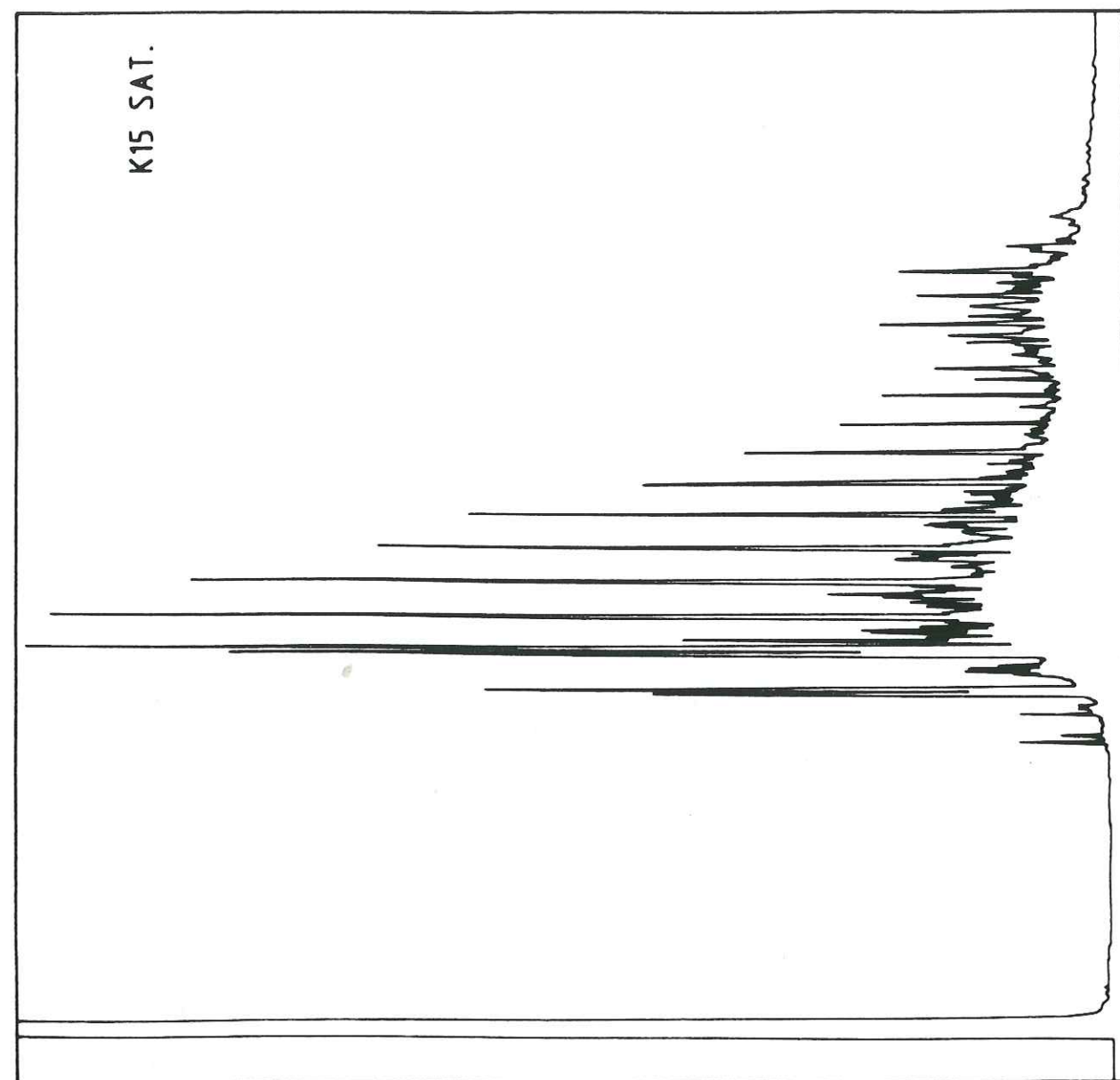


Fig. 51 : Un exemple de chromatogramme d'hydrocarbure.

ECHANTILLON 48

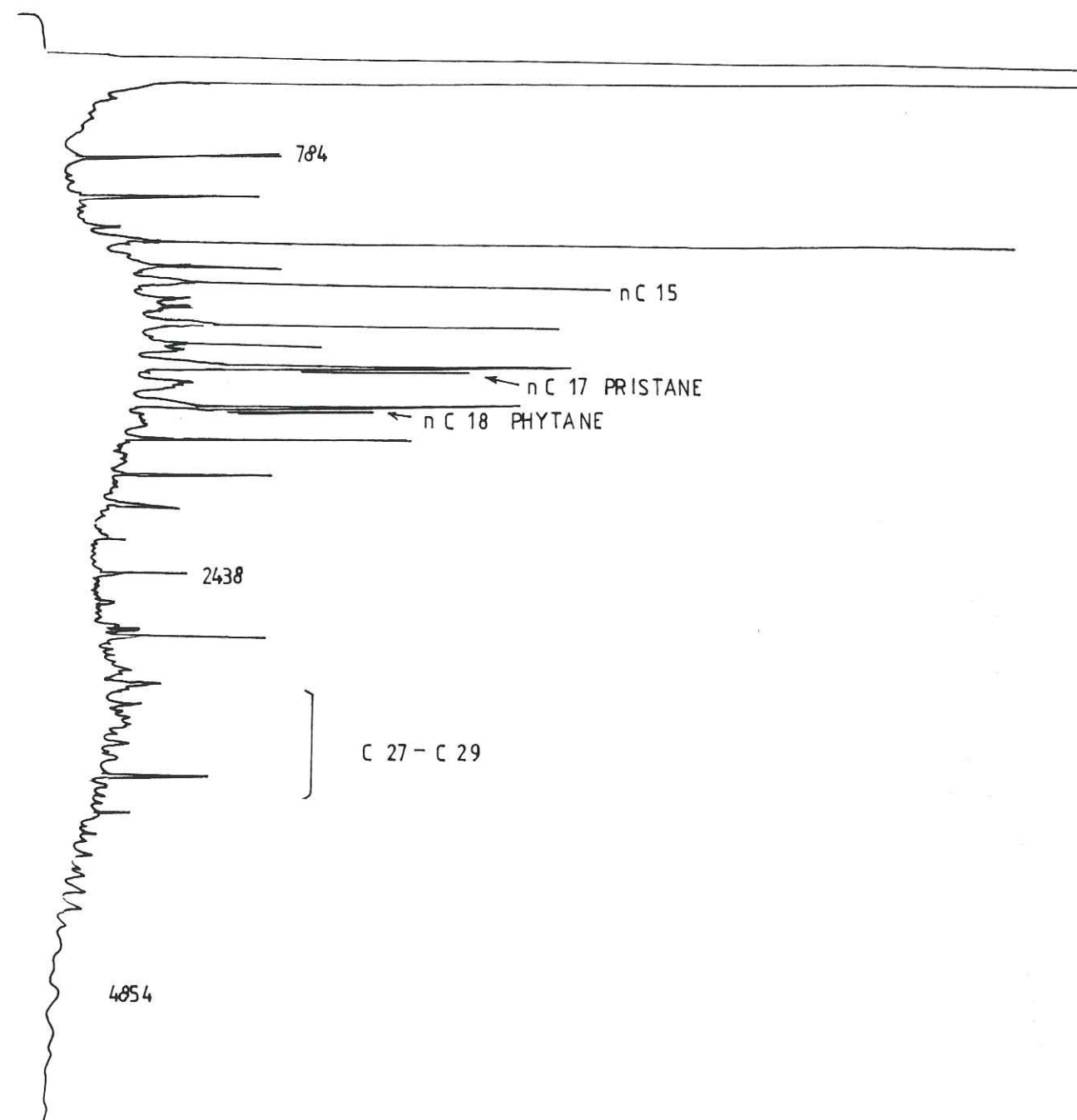


Fig. 52.A: Chromatogrammes des hydrocarbures saturés (SAT) des échantillons étudiés de la mine d'Orbagnoux (Kimméridgien supérieur : Formation calcaires en plaquettes (calcaires bitumineux ici)).



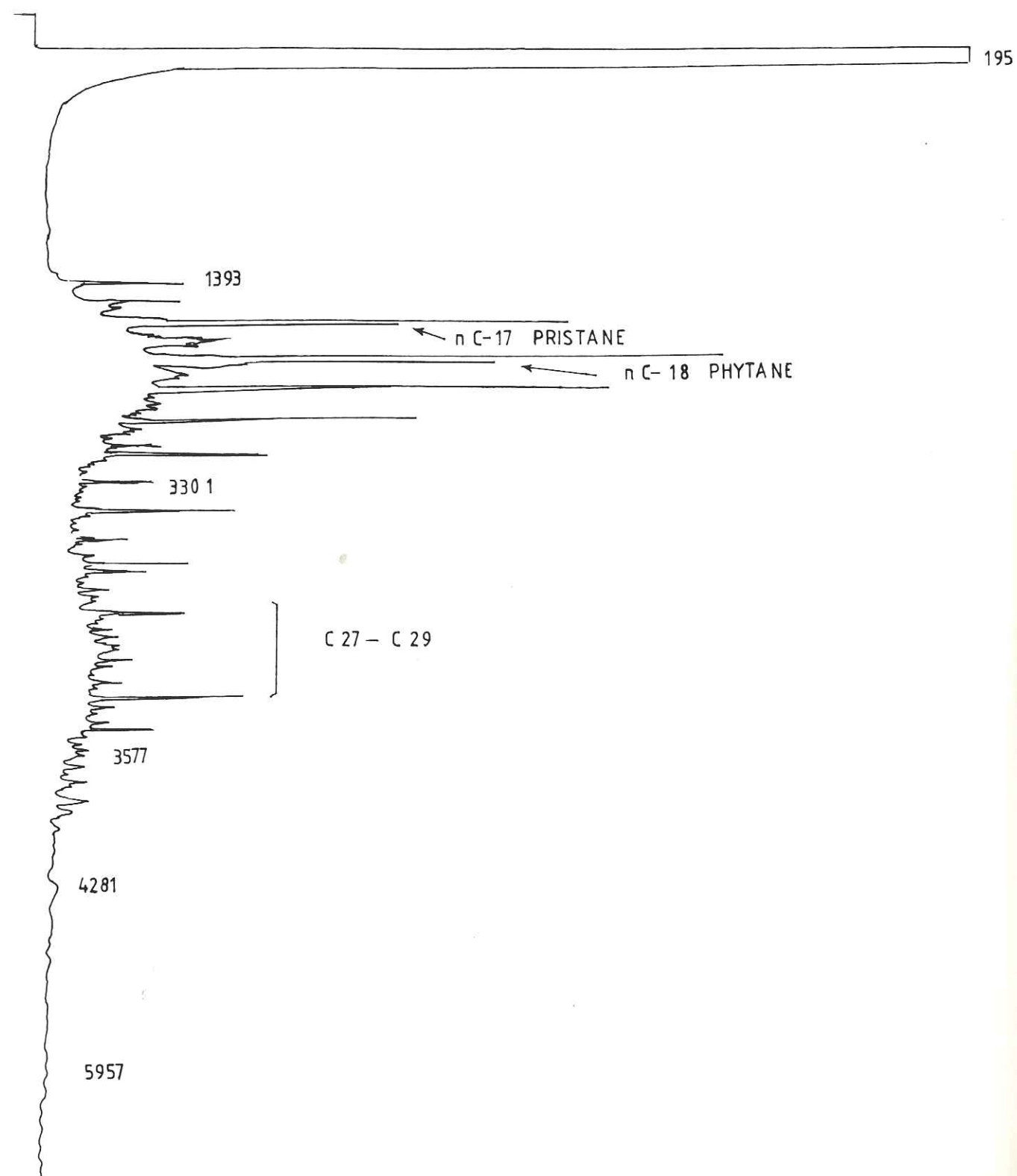


Fig. 52.B: Chromatogrammes des hydrocarbures saturés (SAT) des échantillons étudiés de la mine d'Orbagnoux (Kimméridgien supérieur : Formation calcaires en plaquettes (calcaires bitumineux ici)).

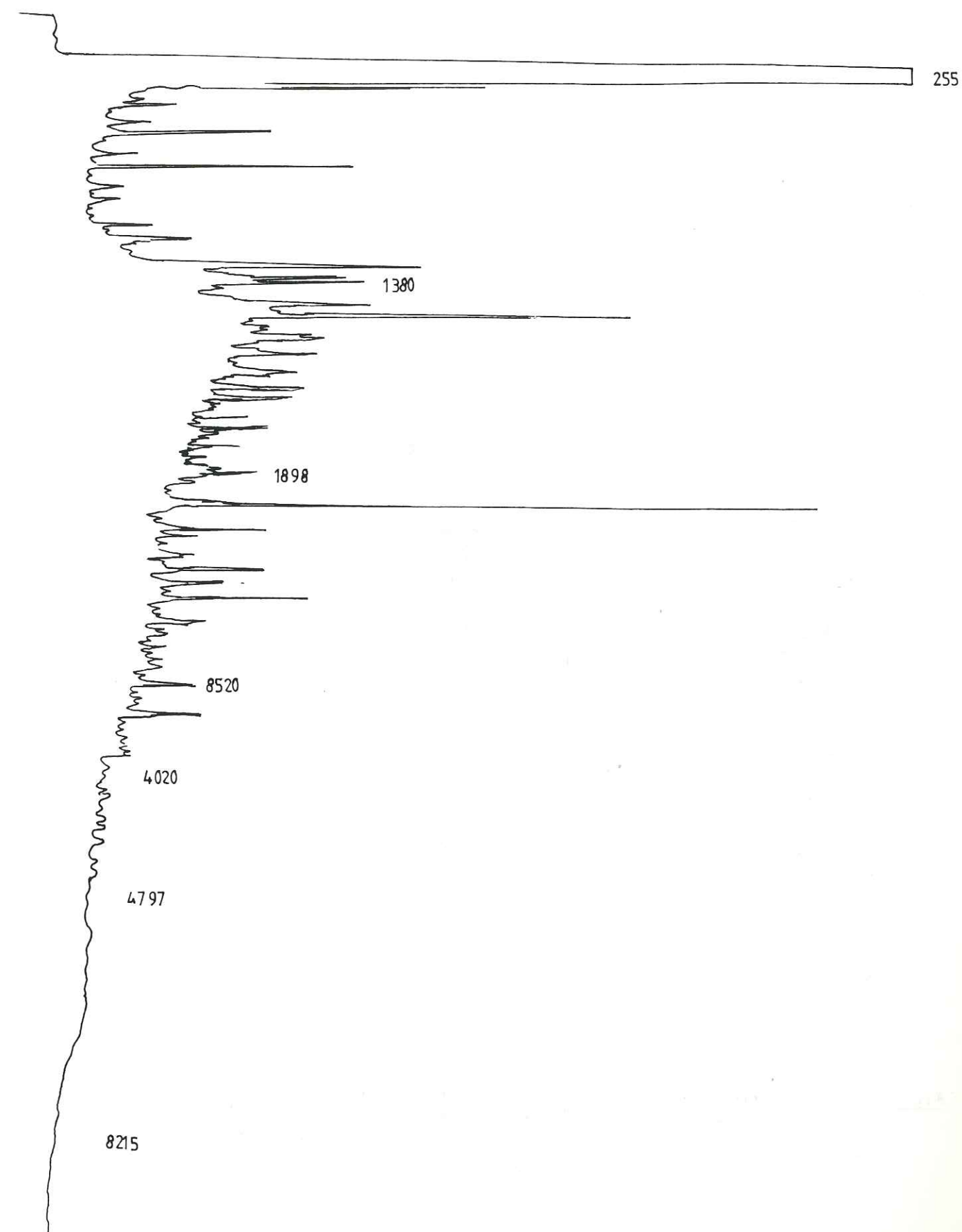


Fig. 52.C : Chromatogrammes des hydrocarbures saturés (SAT) des échantillons étudiés de la mine d'Orbagnoux (Kimméridgien supérieur : Formation calcaires en plaquettes (calcaires bitumineux ici)).



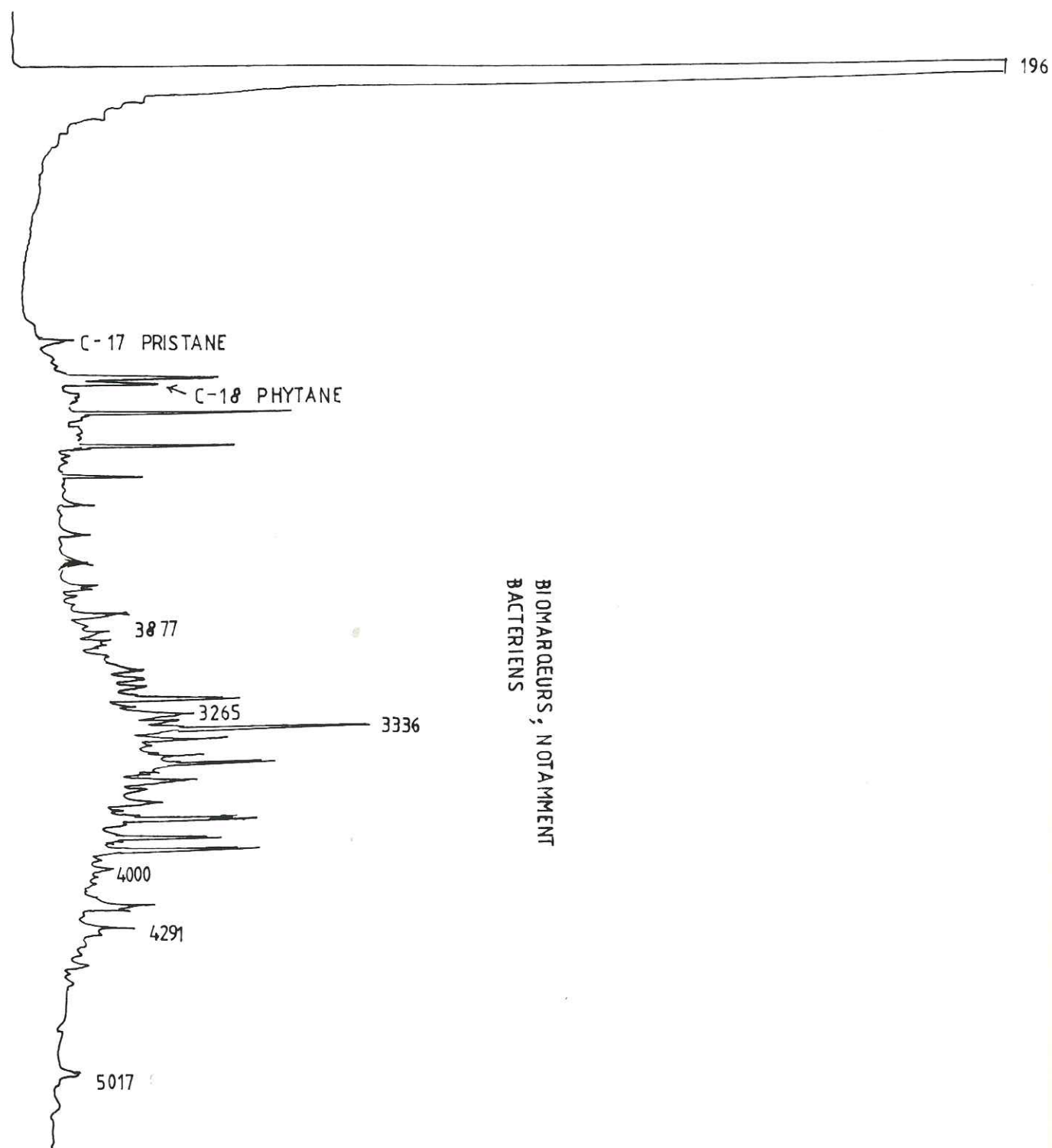


Fig. 52.D : Chromatogrammes des hydrocarbures saturés (SAT) des échantillons étudiés de la mine d'Orbagnoux (Kimméridgien supérieur : Formation calcaires en plaquettes (calcaires bitumineux ici)).

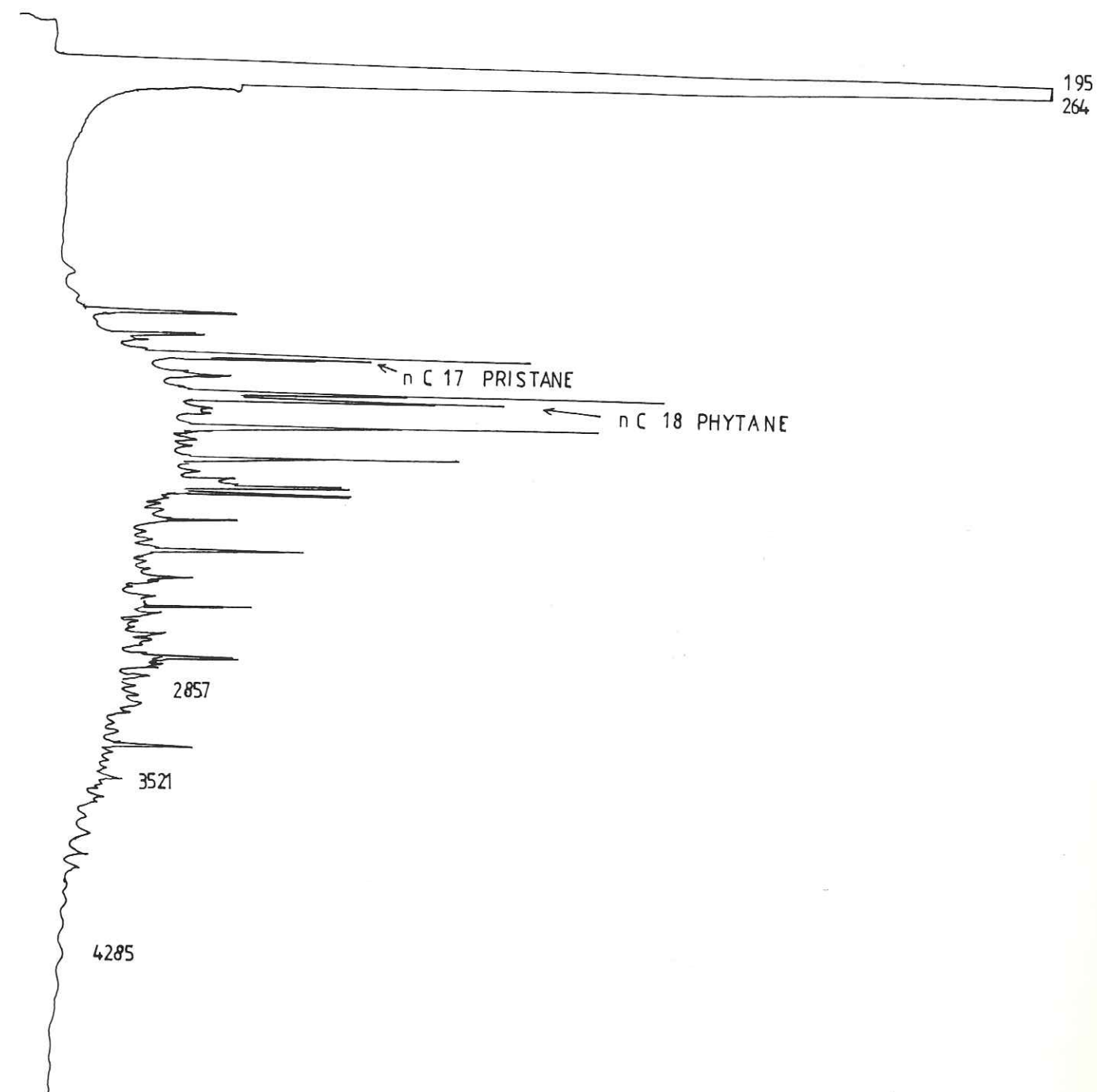


Fig. 52.E : Chromatogrammes des hydrocarbures saturés (SAT) des échantillons étudiés de la mine d'Orbagnoux (Kimméridgien supérieur : Formation calcaires en plaquettes (calcaires bitumineux ici)).



## CHAPITRE VIII

### CONCLUSIONS GENERALES.

Le but de ce mémoire fut la description lithostratigraphique précise des séries d'une plate-forme carbonatée et des variations defaciès constatées pour la méthode du Jurassique supérieur et du Crétacé basal. A cette étude fut associée celle de la diagenèse et celle de la matière organique.

Nous rappellerons ici les grands faits.

#### 1. FAITS STRATIGRAPHIQUES.

Le Kimméridgien inférieur est représenté par la formation des couches à Cephalopodes faite par des calcaires mudstones en gros bancs intercalés de petits lits marneux. Cette formation constitue le coeur de l'anticlinal du Grand Colombier et de celui de l'anticlinal du Gros Foug.

Le Kimméridgien supérieur débute par des calcaires de même type mais aussi lités et marqués par l'apparition des bancs laminitiques à l'Ouest. Il s'agit de la formation des calcaires de Tabalcon.

Au-dessus de cette dernière formation et dans la partie orientale de la région étudiée (Gros Foug), s'édifie une barrière récifale correspondant à la formation des calcaires construits de la Haute-Chaine. A l'Ouest, à l'arrière de cette barrière récifale, dans un domaine de plate-forme interne, se développe un lagon intertidale où se déposent les calcaires bitumineux de la mine d'Orbagnoux passant latéralement à des calcaires en plaquettes.

La fin du Kimméridgien supérieur se caractérise par des faciès à texture sablo-graveleuse de la formation des calcaires de Landaize.

Le Portlandien, pour sa part, est représenté par les Tidalites de Vouglans faites de calcaires à grains fins à épisodes de dolomitisation. Ces dépôts tidalitiques se rencontrent sur l'ensemble de notre secteur et constituent un excellent repère stratigraphique.



Enfin les Assises pürbeckiennes de la base du Crétacé sont représentées par des calcaires à texture sablo-graveleuse à horizons d'émissions.

## 2. FAITS MICROFACIOLOGIQUES ET D'ENVIRONNEMENT DE DEPOT.

Le Kimméridgien inférieur et le début du Kimméridgien supérieur sont constitués surtout par des mudstones micritiques.

Les calcaires construits de la Haute-Chaîne, pour leur part, sont constitués par des calcaires biolithiques biohermaux. Ils se caractérisent par des structures en encroûtements, une texture "pseudo-bréchique" et l'abondance des Coraux. Latéralement, les calcaires en plaquettes et les calcaires bitumineux sont des biolithites algaires. Leur structure laminée millimétrique est faite d'une alternance de tapis algaires renfermant de la matière organique et des microbanes micritiques.

Le Kimméridgien supérieur se termine par les calcaires de Landaize de texture sablo-graveleuse, à nombreuses variétés à grains fins dolomitisés. Le Portlandien, représenté par les Tidalites de Vouglans, est caractérisé par le dépôt de calcaires à faciès gris, dolomitisés. Les microfaciès de détail sont nombreux, des biopelsparites aux dolomitrites.

Quant aux Assises pürbeckiennes du Crétacé basal les microfaciès sont également excessivement variés des sparites aux micrites.

### Les séquences élémentaires de formations et leur environnement de dépôt.

Grâce aux critères physico-chimiques, biologiques et dynamiques des milieux de dépôts carbonatés, on peut, par leur conséquences pétrographiques, tenter de reconstituer les milieux anciens. Les structures sédimentaires peuvent être utilisées pour affiner les conditions de l'environnement sédimentaire : Ce sont :

- les structures d'origine mécanique (stratification, bird's-eyes et keystones-vugs) ;
- les structures d'origine biochimique (tapis algaires et stromatolites) ;
- les structures d'origine biologique (perforations et bioturbations) ;

De l'ensemble de ces critères généraux ou particuliers on peut tenter de reconstituer la paléogéographie.

Ainsi le Kimméridgien inférieur et la base du Kimméridgien supérieur représentés successivement par des couches à Céphalopodes et les calcaires de Tabalcon correspondent à des dépôts subtidaux de plate-forme à l'arrière ou non d'un haut fond bordier.

Le Kimméridgien supérieur s'achève par le dépôt des calcaires de Landaize ennoyant la paléogéographie précédente et déposés dans des milieux variant du supratidal au subtidal sur l'ensemble de la plate-forme.

Le Portlandien, représenté par les dépôts tidalitiques des Tidalites de Vouglans à nombreux bancs de dolomies et de calcaires dolomitiques sont de plate-forme interne peu ou pas confinée.

Enfin, les Assises pürbeckiennes correspondent à des dépôts sur l'ensemble de la plate-forme avec des épisodes émergifs ou lagunaires.

*correspondant à un*

## 3. FAITS DIAGENETIQUES.

Les processus diagenétiques étudiés grâce aux microfaciès montrent :

- que les calcaires ont été peu ou pas compactés et que, par conséquent, la surcharge sédimentaire a été faible ;
- que la diagenèse précoce s'est produite dans les zones supratidale-intertidale et dans la zone subtidale liée aux eaux de vadosse (marines ou continentales) et eaux phréatiques marines ;
- que des phénomènes de micritisation, de dolomitisation voire de recristallisation, affectent les dépôts préalables tout particulièrement les Tidalites de Vouglans.

## 4. FAITS SUR L'EVOLUTION DE LA MATIERE ORGANIQUE SEDIMENTAIRE.

Les analyses optiques, par pyrolyse et par extraction au chloroforme et fractionnement des hydrocarbures, ont été effectuées sur les calcaires bitumineux du Kimméridgien supérieur d'Orbagnoux ainsi que sur quelques autres échantillons dont ceux des calcaires noirs du Portlandien et du Pürbeckien et des argiles à lignites du Berriasien (Formation de Vions).



Il apparaît que parmi les échantillons étudiés, les calcaires bitumineux de la mine d'Orbagnoux sont les plus riches en matière organique. Les autres, par contre, sont pauvres à très pauvres en matière organique.

La plus grande partie de la matière organique analysée est de type I (matière organique algaire). Quelques autres échantillons possèdent des matières organiques de type II (calcaires biomicritiques et micrites à bioclastes) voire de type III (argiles à lignites).

L'état immature global de la matière organique sédimentaire étudiée est un fait marquant attesté par le fait que le pouvoir réflecteur de matériaux végétaux est inférieur à 0,25% de la matière organique fluorescente et que la température maximale de la pyrolyse est inférieure à 420°C. Néanmoins, le Kimméridgien supérieur de la mine d'Orbagnoux se caractérise en outre par l'abondance des hydrocarbures (IH forts et extraits CHCL<sub>3</sub> élevés) et une proportion relativement élevée d'hydrocarbures de type saturé ou aromatiques manifestant soit une migration, peu probable, soit une évolution thermique plus importante dans un milieu enrichi en matière organique.

## BIBLIOGRAPHIE



1. ALGINGER H. (1968) - Ecology of algal-sponge reefs in the Upper Jurassic of the Schäbische Alb Germany. Recent Developpment in Carbonate Sedimentology in Central Europe. Springer - Verlag - Berlin - Heidelberg - New-York.
2. ALPERN B. (1981) - Les schistes bitumineux : constitution, réserve, valorisation. Bull. Cent. Rech. Exp. Prod. Elf-Aquitaine, Pau, France.
3. ALPERN B., CHEYMOL D. (1978) - Réflectance et fluorescence des organoclastes du Toarcien du bassin de Paris en fonction de la profondeur et de la température. Revue de l'IFP, vol. XXXIII, n° 4, p. 515 à 535.
4. ALPERN B. (1976) - Fluorescence et réflectance de la matière organique dispersée et évolution des sédiments. Bull. Cent. Rech. Pau - SNPA, vol. 10, n° 1, p. 201 à 209.
5. ARNAUD M., MONLEAU C. (1979) - Etude d'évolution d'une plate-forme carbonatée : exemple de la Provence au Jurassique (Hettangien - Oxfordien). Analyse sédimentaire et reconstitution du milieu de sédimentation, stratigraphie, paléontologie. Thèse de l'Université de Provence, UER des Sciences Naturelles, RCP n°510, f.1.
6. AWONGO M.L. (1985) - Stratigraphie, sédimentologie et géochimie des Terres Noires du Jurassique moyen et supérieur de la Provence (Sud-Est de la France). Travaux des laboratoire des Sciences de la Terre et de Sédimentologie, L.A., CNRS 132, Marseille, série A, n° 16.
7. BAIRD R.A. (1986) - Maturation and source rock evaluation of Kimmeridgian clay, Norwegian North Sea. AAPG, Bull., vol. 20, n° 1, p. 1 à 11.
8. BAJOR M., ROQUEBERT M.H., VAN DER WEIDE B.M. (1969) - Transformation de la matière organique sédimentaire sous l'influence de la température. Bull. Cent. Rech. Pau - SNEAP, vol. 3, n° 1, p. 113 à 124.
9. BATHURST R.G.C. (1968) - Precipitation of ooïdes and other aragonite in carbonate sedimentology in Central Europe. Springer Verlag Berlin-Heidelberg-New-York, p. 1-100.



10. BATHURST R.G.C. (1971) - Carbonate sediment and their diagenesis : in Development in Sedimentology 12. Elsevier Publishing Company, Amsterdam - London - New-York.
11. BEALS F.W. (1965) - Diagenesis in pelleted limestones. Soc. Ecoc. Paleont. and Min. special publication n° 13, p. 112-123.
12. BELLET J., OUDIN J.L., FAVERO V., PASEEGA R. (1982) - Analyse optique de la matière organique du Quaternaire, sondage CNR VE-1, Venise, Revue IFP, vol. 37, n° 55, p. 587 à 598.
13. BERNIER P., ENAY R. (1972) - Figures d'émersion temporaire et indice de sédimentation à très faible profondeur dans le Portlandien et le Kimméridgien supérieur (calcaires en plaquettes) du Grand Colombier de Culoz (Ain, France). Bull. Soc. géol. France, Paris, Série 7, t. XIV, p. 281 à 292.
14. BERNIER P. (1984) - Les formations carbonatées du Kimméridgien et du Portlandien dans le Jura méridional : stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. Doc. de Lab. Lyon, n° 92, fasci. 1 et 2.
15. BERTRAND J.P. (1976) - Cours de pétrographie appliquée à l'étude des problèmes pétroliers. Tome 1, Soc. des Ed. Technip.
16. BIENNER F., LAPORTE J.L., ESPITALIE M. (1978) - Méthodes de dosage dans les roches du carbone minéral et du carbone organique, mise au point et pratique dans la division géologie IFP. Rapport interne.
17. BLANC J.J. (1982) - Sédimentation des marges continentales. Actuelles et anciennes. Masson, Paris, New-York, Barcelone, Milan, Mexico, Rio de Janeiro.
18. BOURGEAT (1885) - Nouvelles observations sur le Jurassique supérieur des environs de Saint Claude et de Nantua. Bull. Soc. géol. France, 3ème série, t. XIII, p. 587 à 794.
19. BOURGEAT (1885) - Résumé de changement de faciès du Jurassique supérieur à travers le Jura méridional. Bull. Soc. géol. France, 3ème série, t. XIII, p. 794 à 803.

20. BROQUET P., THOMAS M. (1974) - Quelques caractères géologique et géochimique des schistes bitumineux du Toarcien franc-comtois. Bull. Cent. Rech. Explor., Prod. Elf-Aquitaine, vol. 3, n° 1, p. 265 à 280.
21. BOUROLLEC J., DELOFFRE R. (1970) - Interprétation sédimentologique et paléogéographique, par microfaciès du Crétacé inférieur basal d'Aquitaine Sud-Ouest. Bull. Cent. Rech. Pau - SNEAP, vol. 4, n° 2, p. 381 à 430.
22. BOUROLLEC J., DELFAUD J., GAUTHIER J., LENGAIN M. (1973) - Etude sédimentologique de la plate-forme interne carbonatée du Quercy (Sud-Ouest de la France), du Bathonien au Callovien. Bull. Cent. Rech. Pau-SNEAP, vol. 7, n° 2, p. 437 à 498.
23. CARATINI C., BELLET J., TISSOT C., SEURIN M. (1978) - Etude microscopique de la matière organique : palynologie et palynofaciès. Géochimie organique des sédiments marins profonds. Orgon, IV, CNRS.
24. CHAROLLAIS J., DAVAUD E. (1976) - Microfaciès et ordinateur, Paris, Editions Technip.
25. CHAUVE P., PERRIAUX J. (1971) - Le Jura, dans la Géologie de la France par Debelmas. Paris, t. 2, p. 443 à 461.
26. CHAUVE P. et al. (1975) - Jura, guides géologiques régionaux. Masson & Cie, Paris.
27. CLARET J., JARDINE E., ROBERT P. (1981) - La diversité des roches pétrolières : aspects géologiques et implications économiques, à partir de quatre exemples. Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine, vol. 5, n° 2, p. 383 à 417.
28. CLIN M. & PERRIAUX J. (1964) - Contribution à la géologie des feuilles de Moirans-en-Montagne et de Nantua au 50 000ème. Bull. Serv. Carte géol. France, n° 276, t. LX.
29. CLOUD P.E. Jr. (1952) - Facies relationships of organic reefs. Bull. AAPG, vol. 36, n° 11, p. 2125-2149.
30. CURIAL A. (1986) - La sédimentation salifère et supra-salifère du paléogène Bressan (France) : comparaison entre les données



diagraphiques et lithologiques : étude diagraphique du champ d'Etréz et synthèse du bassin. Document n° 11, unite assoc. 1209 (CNRS), Lyon.

31. COMMISSION D'EXPLORATION DU COMITE DES TECHNICIENS DE LA CHAMBRE SYNDICALE DE RECHERCHE ET DE LA PRODUCTION DU PETROLE ET DU GAZ NATUREL (1974) - Principes d'analyse sédimentologique. Méthodes modernes de géologie de terrain, tome 1, éditions Technip, Paris.
32. CROS P.G. (1979) - Genèse d'oolithes et de grainstones, plateforme des Bahamas (Joultres Cays, Grand Banc). Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod., Elf-Aquitaine, vol. n° 3, 1, p. 63 à 139.
33. DEBELMAS J. (1974) - Le Jura : dans la géologie de la France, fasci. 2, p. 443 à 461, Doin éditeur.
34. DE GRACIANSKY P.C. et al. (1982) - Les formations d'âge Crétacé de l'Atlantique Nord et leur matière organique : paléogéographie et milieu de dépôt. Revue IFP, vol. 37, p. 275 à 332.
35. DEMAISON G.J., MOORE G.T. (1980) - Anoxic environments and oil source beds genesis. Bull. AAPG, vol. 64, n° 6, p. 1179-1206.
36. DONZE P. ( ) - Le Pürbeckien dans le chaînon jurassien. Montagne des Princes, Gros-Foug, Mont-Clergeon, Chambotte, Corquet (Savoie - Haute-Savoie).
37. DONZE P. ( ) - Contribution à l'étude des limites Jurassique-Crétacé dans le Sud-Est de la France.
38. DONZE P. (1953) - Une coupe de Pürbeckien dans la région du Poizat (Jura Méridional). Bull. Soc. géol. France, n° 13.
39. DUNHAM R.J. (1962) - Classification of carbonates rocks according to depositional texture. In classification of carbonates rocks, AAPG, Tulsa, Oklahoma, USA.
40. DUNHAM R.J. (1962) - Early vadose silt in Townsend Mound Reef, New Mexico. In depositional Environments in Carbonates Rocks. Soc. Ec. Paleont. and Mineral., special publication n° 14, Tulsa, Oklahoma, USA.

41. DURAND B. (1976) - Indices optiques, potentiel pétrolier et histoire thermique des sédiments. Revue IFP, Public. Div. géol., n° 246, p. 205 à 215.

42. EJEDAWA J.E., COKER S.J.L. (1984) - Dynamic interpretation of organic matter maturation and evaluation of oil generation window. AAPG Bull., vol. 68, n° 8, p. 1024 à 1028.

43. ELF-AQUITAINE (1965, 1977) - Essai de caractérisation sédimentologique des dépôts carbonatés. Fasci. 1 : éléments d'analyse ; fasci. 2 : éléments d'interprétation. Centres de Recherche de Boussens et de Pau.

44. ELLOY R., TIXIER M. (1970) - Phénomènes sédimentaires et diagénétiques en milieu de dépôt haut-intertidal à supratidal dans le Silurien du forage de Pen-1, Ontario (Canada). Bull. Cent. Rech. Pau - SNEAP, vol. 4, n° 2, p. 446 à 483.

45. ENAY R. (1965) - Les formations coralliennes de Saint Germain de Joux (Ain). Bull. Soc. géol. France, série 7, VII, p. 23 à 31.

46. ENOS P., MOORE C.H. (1983) - Fore reef environment. AAPG Memoire 33, Tulsa, Oklahoma, USA.

47. ESPITALIE J., DEROO G., MARQUIS F. (1985-1986) - La pyrolyse rock-éval et ses applications. Revue de IFP, vol. 40, n° 5, p. 563 à 579 ; vol. 40, n° 6, p. 755 à 784 et vol. 41, n° 1, p. 73 à 89.

48. ESPITALIE J., LAPORTE J.L., MADEC M., MARQUIS F., LEPLAT, PAULET J., BOUTEFEU A. (1977) - Méthode rapide de caractérisation des roches-mères de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. Revue IFP, vol. XXII, n° 1, p. 23 à 42.

49. ESPITALIE J., MADEC M. (1981) - Les schistes bitumineux du Toarcien de la bordure orientale du Bassin de Paris. Bull. Cent. Rech. Explor. Proc. Elf-Aquitaine, vol. 5, n° 2, p. 461 à 472.

50. ESPITALIE J., MARQUIS F., SAGE L., BARSONY I. (1987) - Géochimie organique du bassin de Paris. Revue IFP, vol. 42, n° 3, p. 271 à 302.



51. FAHREUS L.E., SLATT R.M., NOWLAND G.S. (1974) - Origin of carbonates pseudopellets. *Journal of Sed. Petrol.*, vol. 44, n° 1, p. 27-29.
52. FRIEDMANN G.M. (1968) - The fabric of carbonat cement and matrix and its dependence on the salinity of water. *Recent Development in Carbonate Sedimentology in Central Europe*. Springer-Verlag-Berlin-Heidelberg-New York, p. 11-20.
53. FRIEDMANN G.M., SANDERS J.E. (1978) - Principales of sedimentology. John Wiley & Sons, New York-Santa Barbara-Chichester-Brishane-Toronto.
54. FOLK R.L. (1962) - Spectral sub-division of fine-stone types. In *classification of Carbonate Rocks*, AAPG, Tulsa, Oklahoma, USA.
55. FOLK R.L. (1965) - Some aspects of recrystallization in ancien limestones. *Soc. Econ. Paleont. and Mineral. special publication n° 13*, p. 14-18.
56. FOLK R.L. (1966) - A review of grains size parameters. *Sedimentology*, vol. , p. 514-529.
57. FOLK R.L. (1974) - Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publi-shint CO, Texas, USA.
58. FLUGEL E. (1982) - Microfacies analysis of limestones (Traduction en anglais par K. Christenson). Springer-Verlag-Berlin-Heidelberg-New-York.
59. GOUIN M. (1978) - Etude de la matière organique et des argiles de sédiments mésozoïques d'Aquitaine. Interprétation géothermique. Thèse docteur en Sciences de la Terre, Université de Bordeaux III.
60. GRETENER P.E., CURTIS C.D. (1982) - Role of temperature and time on organic metamorphism. *AAPG Bull.*, vol. 66/8, p. 1124-1128.
61. GUBLER J., LOUIS M. (1956) - Etude d'un certain milieu du Kimméridgien bitumineux de l'Est de la France. Extrait de la *Revue IFP*, vol. XI, n° 12, p. 1536 à 1543.
62. INDIEN F.R., MOORE C.H. (1983) - Beach environment : in *Carbonate Depositional Environment*. AAPG Memoire 33, p. 212-216, Tulsa, Oklahoma, USA.
63. JAMES N.P. (1983) - Reef environment : in *Carbonate Depositional Environment*. AAPG Memoire 33, p. 171-210, Tulsa, Oklahoma, USA.
64. JONATHON D., LE TRAN K., OUDIN J.L., VAN DER WEIDE D. (1976) - Les méthodes d'étude physico-chimique de la matière organique. *Bull. Cent. Rech. Pau - SNEAP*, vol. 10, n° 1, p. 89 à 108.
65. LACEY J.E., CARZZI A.V. (1967) - Critères de distinction entre oolithes autochtones et allochtones. Application aux calcaires de Sainte Geneviève (Viséen) de l'Illinois, USA. *Bull. Cent. Rech. de Pau - SNEAP*, vol. 1, n° 2, p. 279 à 314.
66. KRUMBEIN W.C. (1942) - Physical and chemical changes in sediments after deposition. *Journal of sedimentary petrology*, vol. 12, n° 3, p. 111-117 ; in *Sedimentary Processes*.
67. KULBICKI J., RUMEAU J.L. (1969) - Caractérisation géochimique des conditions d'oxydo-réduction dans une sédimentation marine carbonatée. Exemple de la Keg River Formation (NW Alberta - Canada). *Bull. Cent. Rech. de Pau - SNEAP*, vol. 3, n° 1, p. 155 à 166.
68. LESBROS R. (1987) - Un modèle de sédimentation de plate-forme : les calcaires valanginiens Provençaux. Thèse de l'Université d'Aix-Marseille II.
69. LES SCIENCES (1976) - Les combustibles fossiles. La grande encyclopédie Alpha des Sciences et des Techniques, n° 106, p. 171 à 196.
70. LES SCIENCES (1976) - Les charbons sapropeliques et les schistes bitumineux. La Grande Encyclopédie Alpha des Sciences et des Techniques, n° 107, p. 197 à 224.
71. LINK T.A. (1950) - Theory of transgressiv and regressiv reef (bioherme) development and origin of oil. *AAPG Bull.*, vol. 34, n° 2, p. 263-294.
72. LONGMANN M.W. (1980) - Carbonate disgenetic texture from near surface diagenetic environment. *AAPG Bull.*, vol. 64/4, p. 461 à 487.



73. MATTER A. (1968) - Tidal flat deposit in the Ordovician of Western Maryland. Recent Development in Carbonate Sedimentology in Central Europe. Springer-Verlag-Berlin-Heidelberg-New York.
74. MATTHEWS R.K. (1966) - Genesis of recent limestone and in Southern British Honduras. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 36, n°2, p. 428 à 454.
75. MONTACER M. (1984) - Contribution à l'étude de la matière organique des sédiments recoupés par le forage Misedor (delta de la Mahakam, Indonésie). Composés humiques, composés hydrolysables, pétrographique. Thèse de l'Université d'Orléans.
76. MORIN E.B. (1983) - Contribution à l'étude du degré d'évolution des kérogènes et des argiles de niveaux Jurassique (pourtour Sud-Ouest et Sud-Est du Massif Central). Approche paléogéothermique. Thèse docteur en Sciences de la Terre, Université de Bordeaux III.
77. MURRAY R.C., PRAY L.C. (1965) - Dolomitization and limestone diagenesis. An introduction : Journal of the Soc. Econ. Paleont. and Mineral, special publication n° 13, p. 1-2.
78. NWAJIDE C.S. (1986) - Fabric of meteoric phreatic diagenesis : interference from petrographic analysis of the Turonian Wadatta Limestones, Nigeria. Earth Sciences, vol. 5, n° 6, p. 641 à 650.
79. OUDIN J.L., PICARD P.F. (1982) - Genesis of hydrocarbons in the Mahakam Delta and their relationship between their distribution and the over pressured zones. Paper presented at the XIth Annual Indonesian Petroleum Association Convention, Jakarta, Indonesia.
80. OUDIN J.L. (1976) - Etude géochimique du bassin de la mer du Nord. Bull. Cent. Rech. Pau - SNEAP, vol. 10, n° 1, p. 339 à 538.
81. OUDIN J.L. (1982) - Théorie et pratique de la géochimie organique. Direction fonctionnelle Exploration Total - CFP. Rapport interne.
82. PARK W.C., SCHOT H. (1968) - Stylolitization in carbonates rocks. Recent Development in Carbonate Sedimentology in Central Europe. Springer-Verlag-Berlin-Heidelberg-New York.
83. PELLETIER M. (1953) - Observations stratigraphiques sur les formations coralligènes du Bugey (Ain). C.R., Ac. Sc., t. 237, n° 23, p. 1540 à 1542.
84. PELLETIER M. (1953) - Utilisation des polypiers pour la stratigraphie du Malm Jurassien. C.A., AC., Soc., t. 235, n° 25, p. 1664 à 1666.
85. PERRIN J.F. (1983) - Transfert thermique dans les bassins sédimentaires. Revue IFP, vol. 38, n° 1, p. 25 à 33. *Perrin. 1983*
86. PERODON A. (1980) - Géodynamique pétrolière. Genèse et répartition des gisements des hydrocarbures. Elf-Aquitaine, Masson Paris-New York-Barcelone-Milan.
87. PETTIJOHN F.J. (1949) - Sedimentary rocks. Harpers & Brothers, New York, USA.
88. PLUMLEY W.J., RISLEY G.A., GRAVERS Jr R.W., KALEY M.L. (1962) - Energy index for limestone interpretation and classification. In classification of carbonates rocks. AAPG, Tulsa, Oklahoma, USA.
89. PREAT A., ROUCHY J.M. (1986) - Faciès pré-évaporitique dans le Givétien des bassins de Dinant et de Namur. Bull. Soc. géol. Belge, t. 95, fasc. 2, 3, p. 178 à 188.
90. PURSER B.H., LOBREAUX J.P. (1972) - Structures sédimentaires et diagenétiques précoces dans les calcaires bathoniens de la Bourgogne. Bull. B.R.G.M., section IV, n° 2, p. 19 à 47.
91. PURSER B.H. (1980) - Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. Tomes 1 et 2. Editions Technip. Paris.
92. RAYNAUD J.F., ROBERT P. (1976) - Les méthodes d'étude optique de la matière organique. Bull. Cent. Rech. Pau - SNEAP, vol. 1, p. 109 à 127.
93. READ J.F. (1985) - Carbonates platform facies models. AAPG Bull., vol. 69, n° 6, p. 913 à 922.



94. REINECK H.H., SINGH I.B. (1973) - Depositional sedimentary environments. Springer-Verlag-Berlin-Heidelberg-New York.
95. REY L. (1983) - Biostratigraphie et lithostratigraphie. Principes fondamentaux, méthodes et applications. Soc. édit. Technip, Paris.
96. ROBERT P. (1976) - Approche de la géothermie des séries sédimentaires par l'étude de la diagenèse organique : relations avec la tectonique profonde de l'écorce. Bull. Cent. Rech. Pau - SNEAP, vol. 10, n° 1, p. 271 à 285.
97. ROBERT P. (1979) - Classifications des matières organiques en fluorescence, application aux roches mères pétrolières. Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, vol. 3, n° 1, p. 223 à 263.
98. ROBERT P. (1983) - L'histoire thermique des bassins sédimentaires par la diagenèse organique. Thèse de doctorat d'Etat es Sciences, Université de Bordeaux III.
99. ROUX A. (1986) - Introduction à l'étude des algues fossiles paléozoïques. De la bactérie à la tectonique des plaques. Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, vol. 9, n° 2, p. 465 à 699.
100. SALLE C, DEBEYSER J. (1976) - De la matière organique au pétrole dans les formations des gisements de pétrole. Edition Technip. Paris.
101. SCHOLLE P.A. (1978) - A color illustrated guide to carbonate rock constituents, textures, cements and porosities. AAPG Memoire 27, Tulsa, Oklahoma, USA.
102. SHINN E.A., GINSBURG R.N., LLOYD R.M. (1965) - Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. Soc. Econ. Paleont. and Mineral. special publication n° 13, p. 112-123.
103. SHINN E.A., LLOYD R.M. (1969) - Anatomy of modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas. Journal of sedimentary petrology, vol. 39, n° 3, p. 1202 à 1228.
104. SHINN E.A. (1969) - Practical significance of bird's-eyes structures in carbonate rocks. Journal of sedimentary petrology, vol. 38, n° 1, p. 215-223.
105. SHINN E.A. (1983) - Tidal flat environment : In carbonate Depositional Environments. AAPG Memoire 33, p. 171 à 210, Tulsa, Oklahoma, USA.
106. SITTLER C. (1985) - Les hydrocarbures d'Alsace dans le contexte historique et géodynamique du fossé Rhénan. Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine, vol. 9, n° 2, p. 335 à 372.
107. STAPLIN F.L. (1969) - Sedimentary organic matter, organic metamorphism, and oil and gas occurrence. Bulletin of Canadian petroleum geology, vol. 17, n° 1, p. 47-66.
108. STOCKMAN K.W., GINSBURG R.N., SHINN E.A. (1967) - The production lime mud by algae in the south Florida. Journal of sedimentary petrology, vol. 37, n° 2, p. 633 à 648.
109. TEICHMULLER M., TEICHMULLER R. (1981) - The significance of coalification studies to geology - a review. Bull. Cent. Rech. Explor. Elf-Aquitaine, vol. 5, n° 2, p. 491 à 534.
110. TEMPIER C. (1972) - Les faciès calcaires du Jurassique Provençal. Travaux des Laboratoires des Sciences de la Terre et de Géologie structurale, série, n° 4, Saint Jérôme, Marseille.
111. TISSOT B., BESSEREAU G. (1982) - Géochimie des gaz naturels et origine des gisements de gaz en Europe occidentale. Revue IFP, vol. 37, n° 1, p. 63-77.
112. TISSOT B., ESPITALIE J. (1975) - L'évolution thermique de la matière organique des sédiments : application d'une simulation mathématique. Potentiel pétrolier des bassins sédimentaires et reconstitution de l'histoire thermique des sédiments. Revue IFP, vol. XXX, n° 5.
113. TISSOT B.P., WELTE D.H. (1978) - Petroleum formation and occurrence. Springer Verlag-Berlin-Heidelberg-New York.



114. TRUNIT P. (1968) - Analysis of pressure solution contacts and classification of pressure solution phenomena. Recent Development in Carbonate Sedimentology. Springer Verlag-Berlin-Heidelberg-New York.
115. TWENHOFEL W.H. (1942) - The rate of deposition of sediment : a major factor connected with alteration of sediments after deposition. Journal of sedimentary petrology, vol. 12, n° 3, p. 99 à 110.
116. TWENHOFEL W.H. (1950) - Principles of sedimentation. Mc Graw Hill Book Co. Inc. New York-Toronto-London.
117. USDOWSKI H.E. (1968) - The formation of dolomite in sediments. Recent Development in Carbonate Sedimentology. Pringer Verlag-Berlin-Heidelberg-New York.
118. WALPS D.W. (1980) - Time and temperature in petroleum formation : application of Lopatin's methode to petroleum exploration. AAPG Bull., vol. 64, n° 6, p. 916 à 926.
119. WILLIAMS L.A. (1984) - Subtidal stromatolites in Monterey Formation and other organic rich rocks as suggested source contributors to peroleum formation. AAPG Bull., vol. 68, n° 12, p. 1879 à 1893.
120. WILSON J.L. (1975) - Carbonate facies in geologic history. New-York-Springer-Verlag.